

2017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

2017年12月4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

平成29年度気象学会東北支部気象研究会・仙台管区气象台東北地方調査研究会 合同発表会次第

日時：平成29年12月4日（月）10時00分～17時15分
仙台第3合同庁舎 2階大会議室

I 開 会	仙台管区气象台	気象防災部	防災調査課長	10:00
II 挨拶	仙台管区气象台	台長		
III 連絡事項	仙台管区气象台	気象防災部	防災調査課調査官	
IV 研究発表				

発表持ち時間は1題15分です。時間を厳守願います。
第1予鈴が、10分で鳴ります。まとめに入ってください。
第2予鈴が、12分で鳴ります。発表を終了し、質疑応答に入ります。
終鈴が、15分で鳴ります。質疑応答は終了です。
※発表の際は、最初に調査の概要についてお話しください。

1日目 平成29年12月4日（月）

座長：仙台管区气象台 気象防災部 地球環境・海洋課長

	発表者所属	☆：発表者	発表予定時間 10:10～12:10
1 地球温暖化予測情報第9巻G P Vデータを用いた宮城県の夏の気温の将来予測	仙台	☆川上 新吾・相馬 求・瀧上 隆雄	1～2ページ
2 アンサンブル週間葉面湿潤度予報	東北大	☆池田 翔 ¹ 、菅野 洋光 ² 、山崎 剛 ¹ (1：東北大学大学院理学研究科、 2：農研機構農業環境変動研究センター)	3～4ページ
3 大規模アンサンブル水稻生育シミュレーションによる気候変動に伴うコメ生産の安定性の評価	福島大	☆吉田 龍平 ¹ 、福井 真 ² (1：福島大学共生システム理工学類、 2：早稲田大学人間科学学術院)	5～6ページ
4 秋田県大潟村における最近30年間のダイズの単収とその6～8月における気象場との関係	秋田県立大	☆鈴木 歩乃花、井上 誠、木口 倫、渡邊 陽貴、 佐藤 孝、露崎 浩、藤井 吉隆、永吉 武志、近藤 正、 津田 渉	7～8ページ
5 作柄概況資料による東北地方における水稻作期の長期変化	東北農業 研究センター	☆大久保 さゆり、長谷川 利拡	9～10ページ
6 日本列島および地球の温暖化と海域海面水温の経年変化	無所属	☆今清水 雄二	11～12ページ
7 秋田における高層気温の経年変化 その2	秋田	☆見城 舞、工藤 千明、石黒 友紀、榎並 信太郎	13～14ページ
8 札幌・東北日本海側の降雪地域分布と経年変動特性	弘前大	☆谷田貝 亜紀代、木下 知里	15～16ページ

【休 憩】

12:10～13:00

座長：仙台管区气象台 気象防災部 観測課長

		☆：発表者	発表予定時間 13:00～14:45
9 ひまわり8号のスプリットウィンドウ観測データを使用した梅雨期の降水可能性域の推定について	山形	☆酒井 貴紘、村田 一則	17～18ページ
10 ひまわり8号を用いた予報技術向上の検討	仙台	☆加藤 景次・阿部 真治・西村 雅人	19～20ページ
11 畳込みニューラルネットワークを用いた雲量計測手法	会津大	☆徳竹 正行、富岡 洋一、小平 行秀、齋藤 寛	21～22ページ
12 ドローン(UAV)を用いた秋田上空における二酸化炭素の鉛直分布観測	秋田県立大	☆井上 誠 ¹ 、芳賀 ゆうみ ¹ 、永吉 武志 ¹ 、間所 洋和 ¹ 、 高階 史章 ¹ 、木口 倫 ¹ 、森野 勇 ² (1：秋田県立大学、2：国立環境研究所)	23～24ページ
13 岩手薮川の低温に関する一考察	岩手大	☆舞良 弘規、名越 利幸	25～26ページ
14 秋田県内積雪観測アメダスの積雪状況について	秋田大	☆本谷 研	27～28ページ
15 日本における日降水グリッドデータの風による捕捉損失の補正	弘前大	☆増田 南波 ¹ ・谷田貝 亜紀代 ¹ 、上口 賢治 ² 、田中 賢治 ³ (1：弘前大学理工学研究科、2：気象庁、3：京大防災研)	29～30ページ

【休 息】

14:45～14:55

座長：渡邊 明 特任教授（福島大学）

		☆：発表者	発表予定時間 14:55～16:10
16 温位座標に基づく寒気流出の将来変化	東北大	☆菅野湧貴、岩崎俊樹	31～32ページ
17 極東地域における2016年1月の大寒波についての寒気質量解析	東北大	☆山口純平、菅野湧貴、岩崎俊樹	33～34ページ
18 青森市における地形性降雪の影響要因	弘前大	☆高橋 采伽、石田 祐宣	35～36ページ
19 Meso循環と放射性物質の輸送・拡散	福島大	☆渡邊 明	37～38ページ
20 岩手雫石盆地の霧に関する数値シミュレーション	岩手大	☆小川 浩輝、名越 利幸	39～40ページ

【休 息】

16:10～16:15

座長：仙台管区气象台 気象防災部 予報課長

		☆：発表者	発表予定時間 16:15～17:15
21 JRA-55を用いた羽越豪雨（1967年）の再解析	山形	☆丹野 咲里、阿曾 知子、村田 一則、三本木 浩、 柴木 美沙紀、安久津 俊幸	41～42ページ
22 JRA-55を用いた再現実験および解析(1990年9月20日の大雨)	仙台	☆田ノ下 潤一	43～44ページ
23 Atmospheric Riverが日本の豪雨に与える影響	弘前大	☆末藤 菜保 ¹ 、谷田貝 亜紀代 ¹ 、高菰 緑 ² (1：弘前大学理学研究科、2：東京大学大気海洋研究所)	45～46ページ
24 2017年7月22日から23日にかけての秋田県を中心とする大雨事例の解析	仙台	☆高野 健志	47～48ページ

V 懇親会（於、メルパルク仙台 レストラン フォレスタ）

開始予定 18:30

地球温暖化予測情報第9巻GPVデータを用いた 宮城県夏の気温の将来予測

☆川上新吾、相馬求、湊上隆雄（仙台管区気象台 地球環境・海洋課）

【要旨】IPCCの温室効果ガス排出シナリオの中で、最も排出量が多いシナリオと比較的中庸な排出量シナリオの予測実験の解析結果を比較し、宮城県の夏の気温の将来予測について考察した。その結果、最も温室効果ガス排出量が多いシナリオの将来気候における宮城県の夏の平均気温は、比較的中庸な排出量シナリオのものより1.4℃高く、現在気候に比べて4.3℃上昇することがわかった。また、気候変化による影響の一例として稲作への影響についても考察した。

1. はじめに

2013年に相馬らは地球温暖化予測情報第8巻(気象庁,2013)(以下、「第8巻」とする)の予測実験結果を解析し、将来気候における宮城県の夏の気温に関する考察を行った。その調査を受けて本調査では、2017年3月に新たに公表された地球温暖化予測情報第9巻(気象庁,2017)(以下、「第9巻」とする)の予測実験の解析結果と第8巻のものを比較し、将来気候における宮城県の夏の気温について考察した。更に、地域的な気候変化による影響の一例として、夏の気温が大きく影響する稲作についても、将来気候の解析結果から、どのような影響が考えられるのか考察した。

2. データ

第8巻と第9巻の予測実験では水平解像度5kmの地域気候モデルを用いている。なお、現在気候とは第8巻と第9巻ともに1980～1999年の計算結果となり、将来気候とは第8巻と第9巻ともに2076～2095年の計算結果となる。第8巻の予測実験で用いた温室効果ガス排出シナリオは比較的中庸なA1Bシナリオである(図1参照)。一方、第9巻では、IPCCの温室効果ガス排出シナリオの中で最も高レベルの排出量となるRCP8.5シナリオを用いている(図1参照)。RCP8.5シナリオは、予測される気候への影響が最も大きくなることから、防災分野をはじめとして、地球温暖化による影響評価に不可欠なシナリオである。本調査における予測実験結果の解析は、気象庁地球環境・海洋部気候情報課提供のツールを用いて行った。

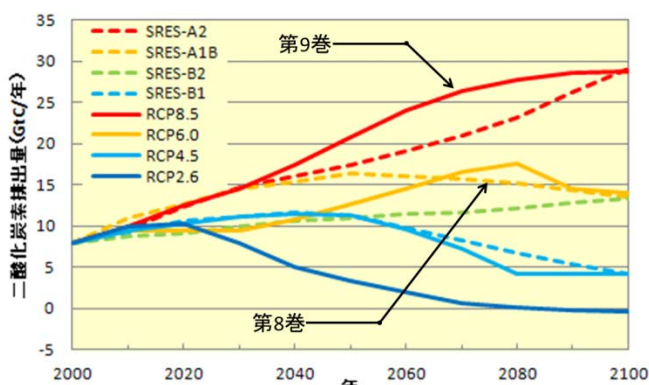


図1 SRESシナリオとRCPシナリオに基づく二酸化炭素排出量
RCPシナリオを実線で、SRESシナリオを破線で示す。

3. 宮城県の夏の気温の将来変化

図2に第8巻及び第9巻の将来気候における夏(6～8月)の気温の現在気候に対する差を示す。第9巻の予測では、より高位の温室効果ガス排出を前提としており、第9巻の将来気候の夏の平均気温は第8巻のものより1.4℃高く、現在気候に比べて4.3℃上昇する。最高気温と最低気温も平均気温と同程度の上昇が見込まれる。参考までに、現在の仙台の夏(6～8月)の平均気温平年値(21.6℃)に第9巻の将来気候における夏の平均気温の上昇分を加えると、現在の長崎市の夏の平均気温に相当することがわかる。更に、現在気候から将来気候への変化は、現在気候の年々の変動の幅を大きく超える変化量を示しており、現在はほとんど観測されないような暑夏が将来の平均的な気候になると懸念される。

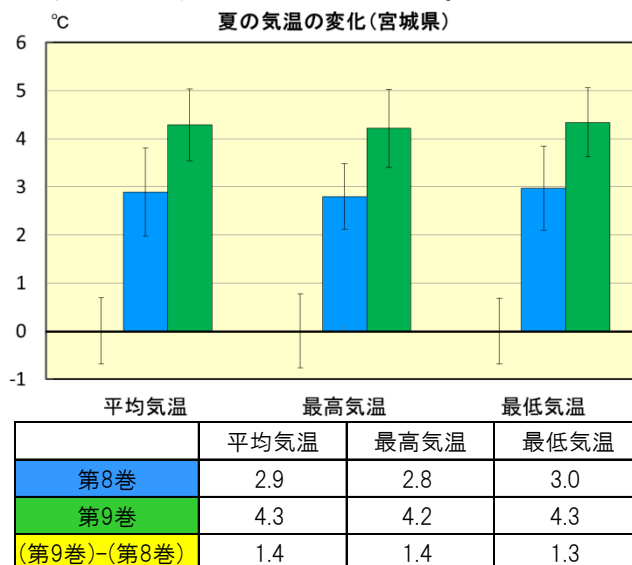


図2及び付表 宮城県の夏(6～8月)の気温の変化(現在気候との差)

棒グラフは現在気候との差(青:第8巻、緑:第9巻)、エラーバーは年々変動の幅を表す。また、第8巻と第9巻でエラーバーの算出方法が異なる。詳細は第8巻の第1章及び第9巻の資料2を参照。表は各気温における変化量(単位は℃)で、最下段には各気温での第8巻と第9巻との差を示す。

4. 季節進行の変化

図3に宮城県の平均気温の季節進行の変化(6月～9月)を示す。図3では、現在の宮城県の気候を代表するデータとして、仙台の半旬ごとの平年値を用いた。また、将来気候のデータは、第8巻と第9巻の

各予測実験で再現・予測された現在気候と将来気候の半旬ごとの気温差に上記の仙台の半旬ごとの平年値を加算した。更に、半旬ごとのデータを線形的に補間し、日ごとのデータを求めてから図3のグラフを作成した。図3での、仙台の平年値と比べた将来気候における季節進行の変化は、期間を通して上昇幅に大きな差が無いいため、第8巻、第9巻ともに一様に高温側へシフトし、一年で最も気温が高くなる時期の明瞭な違いは見られない。また、3章と同様に第8巻よりも第9巻の将来気候がより高温側にシフトしている。

更に、上記の解析結果が示す気候変化による具体的な影響の一例として、将来気候の気温が稲の生育に与える影響について考察した。稲の生育ステージの中には登熟期という、稲が出穂(穂の一部が、一番上の葉の葉鞘から出現すること)してから籾殻の中で米の粒が成長する期間がある。東北農研の資料(気象庁HP)によると、この登熟期において日平均気温が27℃以上の高温が続くと白未熟粒などが発生し、品質が低下すると指摘している。将来気候においても現在と出穂期(宮城県では平年は8月5日)が同じと仮定すると、図3によれば将来気候では出穂期以降で平均気温が27℃以上になる期間が長くなる。その期間は第8巻の予測では8日、第9巻の予測では31日となり、第9巻の方が23日長くなっている。加えて、第9巻の解析結果は、第8巻のものよりも高温が予想されており、温室効果ガスの排出が増えると、より高温登熟障害の懸念が高まると考えられる。

宮城県米づくり推進本部情報によると、米の品種にも拠るが、出穂後の日平均気温積算が1000℃前後を刈取適期の目安としている。図3のデータを用いて、6月から8月の任意の日から平均気温の積算が1000℃を超えるまでの日数をプロットしたものを図4に示す。将来気候においても現在と出穂期が同じと仮定し、宮城県の平年の出穂期となっている8月5日からの日平均気温積算が1000℃を超えるまでの日数を、仙台の平年値と将来気候とで比較した。仙台の平年値と比べると、第8巻の予測では5日減少し、第9巻の予測では7日減少しており、将来気候では温室効果ガスの排出が増えるほど、刈取時期が早まると考えられる。

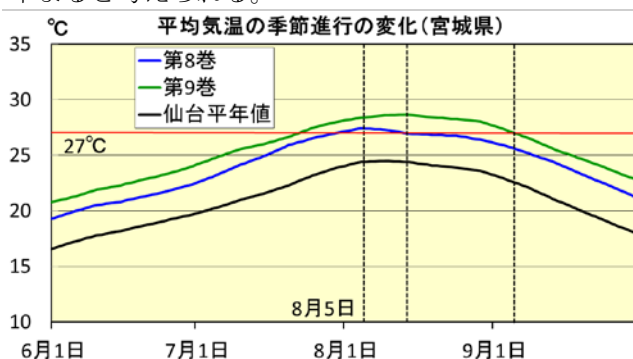


図3 宮城県平均気温の季節進行の変化(6月～9月)

黒が仙台の平年値、青が第8巻、緑が第9巻。縦軸は気温。赤線は27℃を示す。

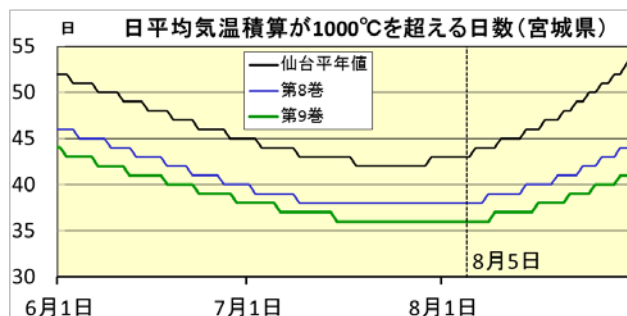


図4 日平均気温積算が1000℃を超えるまでの日数(6～8月)

黒が仙台の平年値、青が第8巻、緑が第9巻。縦軸は横軸の日から日平均気温積算が1000℃を超えるまでの日数。黒の破線は8月5日を示す。

5. まとめ

第9巻の予測実験結果を宮城県について解析し、第8巻のものと比較すると、宮城県の夏の平均気温は第9巻では第8巻より1.4℃程度さらに上昇することが見込まれる。また、最高気温と最低気温についても同程度の上昇が見込まれる。夏の時期の将来気候の季節進行では、気温が最も高くなる時期は現在と比べて明瞭な違いはないが、将来気候では全体的に高温側にシフトし、第9巻の解析結果の方が第8巻のものよりも高温側にシフトする。また、現在の気候と比較した将来の気候変化による具体的な影響の一例として、稲作への影響について考察した。将来気候と現在の出穂期が同じとする仮定の下で、仙台の平年値と将来気候を比較すると、将来気候において高温登熟障害の懸念が高まり、刈取期が早まる可能性がある。そして、第8巻と第9巻の解析結果を比較することにより、温室効果ガスの排出が増え、気温の上昇率が高くなると、稲作に与える影響も大きくなると考えられる。なお、稲作には高温以外にも降水量の減少に伴う渇水のリスクなど、地球温暖化に伴う様々な要素が影響する。このことは地球温暖化が宮城県の稲作に影響を与える可能性があることを示し、温室効果ガスの排出を減らす緩和策はもちろんのこと、宮城県においても農業分野における適応策について検討・実施することが重要な課題になると考えられる。

参考文献

- ・相馬ら, 2013: 地球温暖化予測情報第8巻 GPV データを用いた宮城県の夏の気温の将来予測, 平成25年度宮城地区調査研究会
 - ・気象庁, 2013: 地球温暖化予測情報第8巻
 - ・気象庁, 2017: 地球温暖化予測情報第9巻
 - ・気象庁HP: 農業分野における気候リスクへの対応の実例
「http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/taio_suitou.html」
- このページ内に東北農研の資料が掲載されている。
- ・宮城県HP: 宮城県米づくり推進本部情報
「<https://www.pref.miyagi.jp/site/seikuzyoho/list1913-6245.html>」

アンサンブル週間葉面湿潤度予報

○池田 翔¹、菅野 洋光²、山崎 剛¹

1: 東北大学大学院 理学研究科、

2: 農研機構農業環境変動研究センター

要旨

気象庁の週間アンサンブル予報データを NHM (気象庁非静力学モデル) を用いてダウンスケーリングし、農業利用に必要な気象要素を抽出した。次に植生熱収支モデルにその気象要素を入力し、イネいもち病害発生に重要な葉面湿潤度 (長時間の葉面湿潤状態がイネいもち病感染には好適) について週間スケールの確率予報を行った。その予報精度について、水田で観測した実況値と比較する予備的調査を行ったので報告する。

1. はじめに

今年 2017 年 8 月は天候不順によりイネいもち病への警戒体制がとられ、病害が発生した水田もみられた (日本農業新聞, 2017)。一般にイネいもち病は葉面が長時間湿潤状態となることで感染に好適条件となる。ヤマセ・梅雨前線の持続はいもち病感染に好適で (大久保ほか, 2015)、夜間の葉面結露 (夜露) でも感染の可能性がある (佐賀農業技術防除センター, 2013 など)。薬剤の過剰使用防止など効率的な防除により被害を軽減するためにも、実用的な週間スケールの農業気象情報は必要と考えられる。また、気象庁としても気象ビジネス推進コンソーシアム等において産業分野への気象データの応用利用の促進に取り組んでいる (気象庁 HP)。

週間アンサンブル予報データを NHM (気象庁非静力学モデル) を用いてダウンスケーリングし、抽出した気象要素を植生熱収支モデル (Yamazaki et al., 2004) に入力することで確率的な葉面湿潤度を予報できる。本調査では、葉面湿潤度と気象要素の予報精度について事例解析を通して予備的調査を行った。

2. 使用データ

・予報データ

今回は SIP (戦略的イノベーション創造プログラム) で作成した 2015 年データを使用した。気象研究コンソーシアム週間アンサンブル予報データ (27 メンバー、1.25 度×1.25 度) を NHM を用いてダウンスケーリングし (→30km→10km)、各観測点について必要な気象要素*を内挿後、植生熱収支モデル (Yamazaki et al., 2004) により葉面湿潤度を計算した。

*気温、風速、降水、湿度、下向き短波放射、下向き長波放射。

・実況データ (解析地点は古川・仙台とした)

古川農業試験場圃場 (東北大学の観測: 成田ほか, 2015) 仙台 (気象庁)

3. 解析、スコア評価方法

今回の解析では以下の手法、スコアを用いた (数値予報研修テキスト, 2016)。

・確率値別出現率図: Reliability Diagram

確率予報を評価するために用いられ、横軸に予報確率 [%]、縦軸に現象の出現頻度 [%] をとる。例えば、10% 確率を 30 回予報し実際の現象の出現回数が 6 回の場合、現象の出現頻度 [%] は 6 回/30 回 = 0.2 (20%) となり、やや見逃しの確率予報となる。y = x 上に乗ると perfect。

・平均誤差 (バイアス): ME

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i)$$

・平方根平均二乗誤差: RMSE

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i)^2}$$

N: sample number、 x_i : forecast、 a_i : observation

4. 事例解析

4-1. 2015 年 7 月 15 日初期値の事例 (降水タイプ)

この期間の総観場は、東北地方付近に梅雨前線と台風第 11 号があり、主に降水により葉面湿潤状態になると考えられる。Reliability Diagram (図 1) をみると、空振りの確率予報となっている。時系列 (図略) をみると、7 月 16 日から 17 日と 7 月 19 日に空振りとなり大きく外している。7 月 16 日から 17 日に関しては、梅雨前線による降水予報が実況よりも過大表現となっ

たために空振りになったと考えられる。7月19日には、雨予報で実況では晴れたために空振りになったと考えられる。

4-2. 2015年8月1日初期値の事例（夜露タイプ）

この期間の総観場は、梅雨明け後で太平洋高気圧に覆われ、主に夜間の結露（夜露）により葉面湿潤状態になると考えられる。Reliability Diagram（図2）をみると、見逃しの確率予報となっている。時系列（図略）をみると、予報期間を通して大きく高温・乾燥の予報で、葉面湿潤度確率が低くなってしまい見逃しのドライ予報となっている。

5. まとめと今後の予定

事例解析より、降水・湿度外しは葉面湿潤度確率予報のスコアに直結すると考えられる。また、1週間平均の予報スコアを表3に示した。2015年8月21日初期値事例（総観場は低気圧・前線、オホーツク海高気圧）の詳細は今回紹介しないがスコアは合わせて表3に示す。3事例で共通してわかることは、高温・乾燥傾向にあることである。仙台も同様の傾向となった（図略）。古川の観測点は水田に囲まれているので、より高温・乾燥傾向の予報になった可能性がある。さらに、アンサンブル予報により RMSE は増大しないこともわかった。

今後は自分でもダウンスケーリングをおこない、統計的解析、予報値のバイアス補正等を施し、よりよい葉面湿潤度確率予報としたい。

参考文献

気象庁、数値予報研修テキスト、2016。
気象庁 HP(気象ビジネス推進コンソーシアム)。
成田ほか、気象学会東北支部研究会、2015。
日本農業新聞、2017。
大久保ほか、天気、2015。
佐賀農業技術防除センター、2013。
Yamazaki et al., *J. Hydrometeor.*, 2004。

謝辞

データは、SIP（戦略的イノベーション創造プログラム、管理人：農研機構）で菅野が作成したものである。また、そこで利用された気象庁データは気象庁と（社）日本気象学会の研究協力の枠組みである「気象研究コンソーシアム」を通じて提供されている。

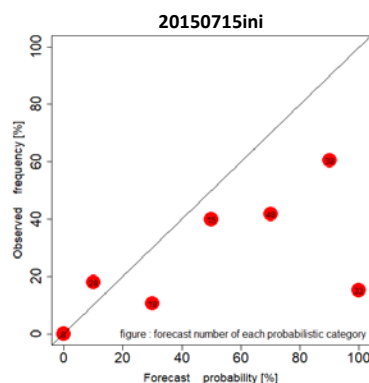


図 1. Reliability Diagram

2015年7月15日初期値 葉面湿潤度確率予報

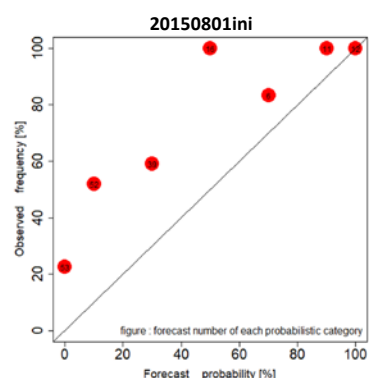


図 2. Reliability Diagram

2015年8月1日初期値 葉面湿潤度確率予報

表 3. 気象要素の予報スコア（3 事例）

CTRL：コントロールラン Ens：アンサンブル平均

ME、RMSE（Ens - CTRL）の赤色・青色は正・負を示す。

20150715ini_Furukawa	ME (CTRL)	ME (Ens)	RMSE (CTRL)	RMSE (Ens)	Difference of RMSE (Ens-CTRL)
相対湿度[%]	-8	-9	15	14	-1
下向き長波放射量[W/m2]	-9	-10	20	20	0
降水量[mm/h]	0	0	0	0	0
下向き短波放射量[W/m2]	-52	-44	196	170	-26
気温[℃]	2	3	3	3	0
風速[m/s]	1	1	2	1	-1
20150801ini_Furukawa	ME (CTRL)	ME (Ens)	RMSE (CTRL)	RMSE (Ens)	Difference of RMSE (Ens-CTRL)
相対湿度[%]	-29	-28	30	29	-1
下向き長波放射量[W/m2]	1	-1	18	15	-3
降水量[mm/h]	0	0	0	0	0
下向き短波放射量[W/m2]	-10	-8	117	105	-12
気温[℃]	6	5	6	6	0
風速[m/s]	0	0	1	1	0
20150821ini_Furukawa	ME (CTRL)	ME (Ens)	RMSE (CTRL)	RMSE (Ens)	Difference of RMSE (Ens-CTRL)
相対湿度[%]	-12	-8	17	12	-5
下向き長波放射量[W/m2]	-16	-12	21	17	-4
降水量[mm/h]	0	0	1	1	0
下向き短波放射量[W/m2]	27	17	137	105	-32
気温[℃]	3	3	3	3	0
風速[m/s]	1	1	2	1	-1

大規模アンサンブル水稻生育シミュレーションによる 気候変動に伴うコメ生産の安定性の評価

* 吉田 龍平 (福島大理工)・福井 眞 (早大人科)

1 はじめに

気候変動の影響が日本各地で顕在化する現在、今後のコメ生産の安定性への関心が高まっている。これまでの研究によると、温暖化が進行した将来の東北・北海道は増収が推定され、今後さらに重要な生産地となると指摘されている¹⁾。一方で冷害を引き起こす要因の1つであるヤマセは温暖化が進行した将来でも引き続き発生すると考えられており²⁾、冷害と高温障害の両面への対策が今後必要になる。

水稻生育への影響評価は複数の全球気候モデルによる結果に基づいて行われているが、計算機資源の制約があり10年オーダーの解析に限られていた。突発的な冷害や高温障害の発生頻度の変化、それによる収量への影響を明らかにするには多数の気候データによる水稻生育シミュレーションが必要である。

近年、気象庁気象研究所を中心にd4PDFと呼ばれるデータセットが公開された³⁾。これは産業革命以前より全球気温が4℃昇温した世界をシミュレーションしたデータで、現在・将来気候それぞれ1000年のオーダーである。そのため、これまで難しかった極端現象や自然変動の不確実性を解析することが可能である。そこで本研究は大規模アンサンブル水稻生育シミュレーションを行い、温暖化が進行する今後の日本で最適な水稻栽培方法を明らかにする。

2 方法

d4PDF データに収録されている低解像度の全球版と高解像度の日本版の2種類のうち、本研究では水平解像度20km、現在気候60年×50メンバー（延べ3,000年）、将来気候60年×90メンバー（同5,400年）からなる日本版を用いた。メッシュアメダス観測値を参照してバイアス補正を行い、月ごとの平均値と標準偏差が一致するように現在気候のd4PDF データを修正した。現在気候のバイアス補正から得た補正量で将来気候のバイアスも補正して解析に用いた。

次いで、バイアス補正済みのd4PDF データを水稻生育モデル Hasegawa/Horie (H/H モデル) に入力した。H/H モデルは気温や日射に対する成長率を品種ごとに考慮できるモデルで、日本の主要10品種（ひとめぼれ、きらら397、ヒノヒカリ、あさひの夢、あきたこまち、あいちのかおり、はえぬき、こしいぶき、コシヒカリ、キヌヒカリ）を対象とした。このうち各都道府県で作付面積が最大の品種を現行品種として定義し、シミュレーションに用いた。

現在の移植日と品種を将来も維持した場合を基準実験とし、移植日の変更（10日刻みで前後30日）と品種の変更（現行品種を除く日本の主要9品種）を適応策の候補とした。それぞれを調整した場合の収量および低温・高温による不稔率の変化を算出し、変動係数を最小化する組み合わせを最適な方策とした。二酸化炭素濃度は、現在気候は2000年の361ppm、将来気候はRCP4.5の2100年相当の538ppmを入力し、計算期間内で値を固定して計算を行った。

3 結果と考察

現在気候の気象条件を入力したH/Hモデルは、過去（1969-2013年）に観測された収量のヒストグラムを概ね再現した（図1）。ただし、西日本（WJ）で高い収量の出現を過大評価する傾向であった。

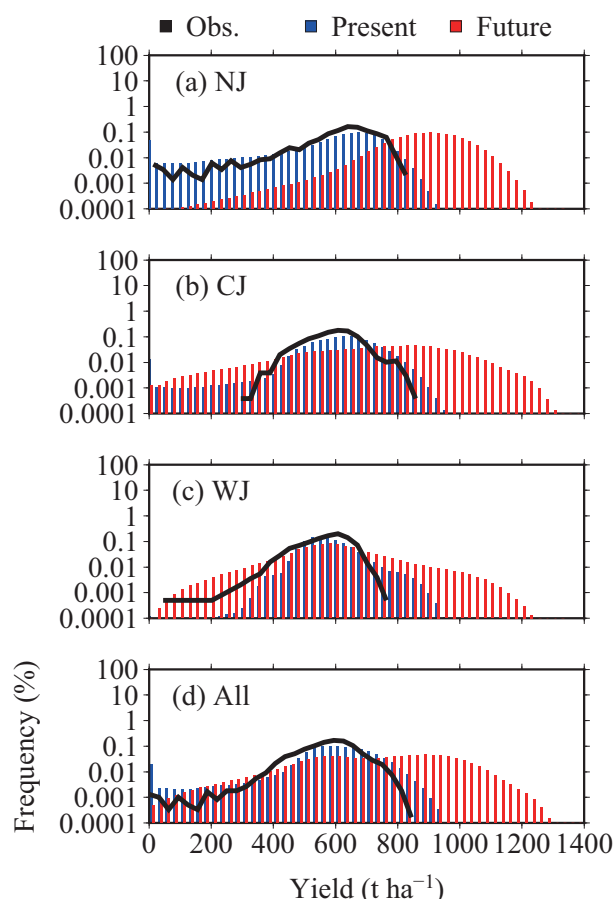


図1 現行の栽培方策を維持した場合の収量のヒストグラム。(a) 北日本（東北・北海道）、(b) 中日本（関東・北陸・中部・関西）、(c) 西日本（中国・四国・九州）、(d) 全国。青の棒線は現在、赤の棒線は将来気候の計算値、黒の折線は1969-2013年の観測値。

現在の移植日と品種を今後も維持した場合、北日本では現在気候の分布のまま増収側にシフトし、高い収量が安定して確保できると推定された。その他の地域では平均値の変化は小さいがヒストグラムの裾野が拡大し、収量の不安定化が見積もられた。

そのため、将来気候において年々の収量を安定化する方策を検討した。現在の栽培品種はそのまま移植日のみを調整した場合、多くの地点で移植日を早期化することで収量が安定した（図略）。一方で九州・四国では晩期化により収量が安定した。現行方策では温暖化による生育の促進で生育期間が短縮されるが、移植日を調整することで日々の生育が抑えられ、十分な日射を吸収できるようになったことで収量の確保につながったと考えられる。

次いで移植日はそのままで作付品種のみが変更されると設定した場合、北日本と九州では入れ替え候補が少なく、それ以外の地点では多数の候補が選択された（図略）。北日本では現行品種が他の品種より高い耐冷性を持ち、九州では現行品種より高い耐高温性を持つ品種が解析対象にないために選択肢が少なくなったと考えられる。中日本ではそうした寒冷・高温地域の間に位置し、多数の品種が選択された。

移植日と作付品種の両方が変更可能とした場合、現行品種維持が最適であると選択された地点は全水田地点の10%以下であった（図2）。90%以上の地点で現行品種とは異なる品種への転換が安定すると判定され、現行品種維持、品種変更のいずれにおいても20日から30日程度の移植日の早期化が有効であった。

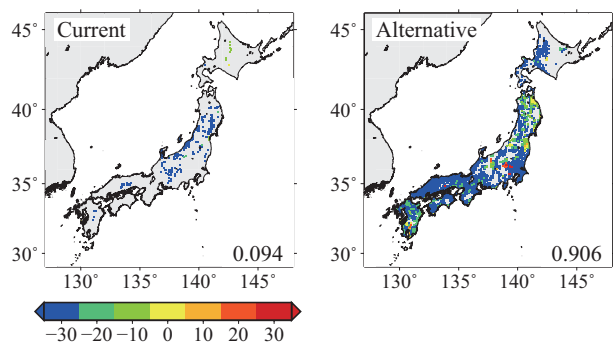


図2 移植日と作付品種の両方を調整した場合に収量の年々変動が最も小さくなる移植日の分布。左：現行品種維持、右：作付品種変更。右下の値は全水田地点に占める選択された地点の割合。灰色は解析対象外の地点。

図2で得られる品種・移植日の組み合わせを最適方策とし、温暖化による収量の変化を推定すると現行の方策を維持したときよりも高い増収率となった（図3）。現行方策では関東以南の平地で減収が予測されるが、最適方策を選択することでこれらの地点でも増収に転じた。

現在気候では北海道や東北の標高の高い地域で収量の年々変動幅が大きく、一方で西日本では安定した収量が確保できているが、今後もその方策を維持した場

合には東日本で安定化、中・西日本の低地で不安定化が推定された（図略）。最適方策では日本全域で現在の西日本と同レベルの高い安定性が確保され、4℃上昇の将来気候においても安定した収量が確保できると期待される。

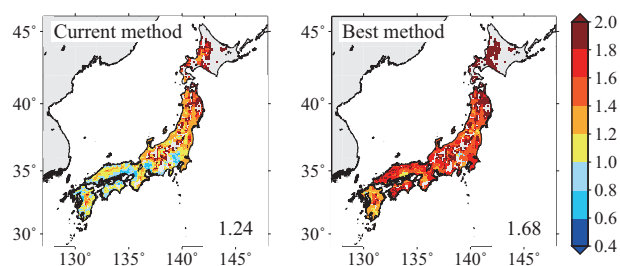


図3 現在気候に対する将来気候の収量変化率。左：現在の方策を維持した場合、右：収量を最も安定化する場合を選択した場合。右下の値は領域平均を表す。

4 まとめ

現在3,000年、将来5,400年の大規模アンサンブル水稻生育シミュレーションを行い、今後の日本で安定したコメ収量の確保を実現する方策を検討した。現在各地で行われている方策を今後も維持した場合、北日本では現在と同程度の年々変動幅を保ちつつ増収するが、その他の地域では年ごとの変動が大きくなり、安定した収量の確保が難しくなると考えられる。

そのため移植日と品種を入れ替えて収量が安定する方策を検討すると、現行品種の維持が有効な地点は全体の10%以下で、大半の地点で品種の入れ替えが必要であった。入れ替えを行う、行わないに関わらずほぼすべての地点で移植日の早期化が必要であった。

最適な方策を選択した場合には現行方策の維持よりも高い増収率が期待され、かつ全国スケールで現在西日本で見られるような高い安定性が見込まれる。本研究で示したように、収量の安定性を指標とした場合には品種の入れ替えと移植日の早期化が最適な方策となるが、これには現地の農家の収入の情報が考慮されておらず、実際に推奨される方策として提案するには経済的な側面を考慮する必要がある。

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」の支援により実施された。気候データは創生プログラムのもとで作成された、地球温暖化施策決定に資する気候再現・予測実験データベース(d4PDF)を使用した。

参考文献

- 1) Yoshida R., et al. (2015): *Clim. Res.*, **64**, 275-290.
- 2) Kanno H., et al. (2013): *J. Agric. Meteorol.*, **69**(3), 117-125.
- 3) Mizuta R., et al. (2016): *BAMS*, doi: 10.1175/BAMS-D-16-0099.1.

秋田県大潟村における最近 30 年間のダイズの単収とその 6～8 月における気象場との関係
 ○鈴木歩乃花・井上誠・木口倫・渡邊陽貴・佐藤孝・露崎浩・藤井吉隆・永吉武志・近藤正・津田渉
 (秋田県立大・生物資源科学部)

1. はじめに

夏の天候は、日本各地における農作物の収量に大きな影響を及ぼしてきた。特にダイズは他の主要作物に比べて気温・降雨の影響を受けやすく単収の年々変動が大きいという特徴がある。夏の日本は太平洋高気圧に強く支配されているが、ダイズ生産にとって好ましい気象条件がどのような気圧配置のときにもたらされるかは明らかになっていない。そこで本研究では、秋田県大潟村におけるダイズの単収とアジア域における気象場、大潟村における気温・降水量との関係を調べた。

2. 使用したデータと解析手法

本研究では、ダイズ収量データの対象地域として秋田県南秋田郡大潟村を選定し、解析期間を 1984～2013 年の 6～8 月とした。ダイズ収量データは八郎潟中央干拓地入植農家経営調査報告書を利用した。30 年間のうちダイズの単収が 30 年平均値よりも多い 16 年を多収量年、少ない年 14 年を少収量年と定義し (図 1)、全球の等圧面高度と気温データには NCEP/NCAR 再解析データを、全球降水量データには CMAP と CPC Global Unified Gauge-Based Analysis を用いた。大潟村の気温・降水量データは気象庁ウェブページから取得した。多収量年の平均値から少収量年の平均値を引いた差(アノマリー)の分布図を作成し、ウェルチの T 検定によってアノマリーが 95% で有意な領域を図中に黒の実線で示した。

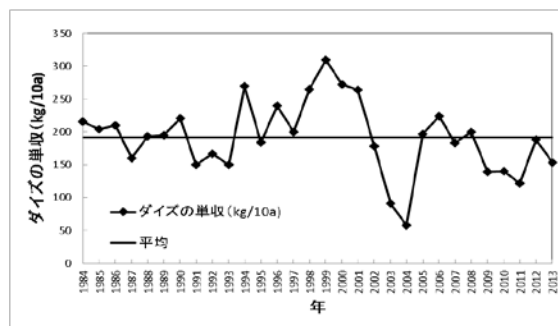


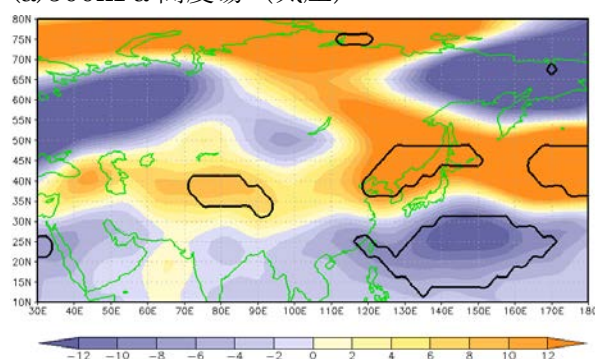
図 1 大潟村におけるダイズ単収の年々変動。

3. 結果・考察

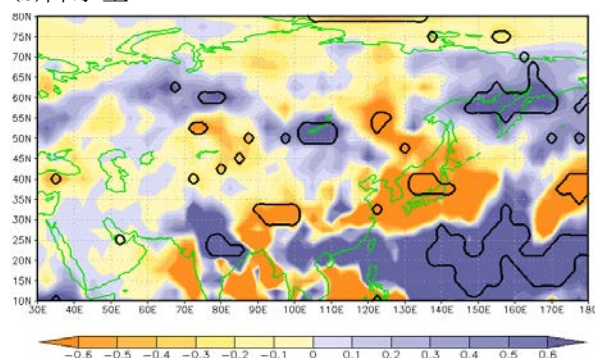
まず、7～8 月における各アノマリー分布図を

作製し、各定義年の特徴を調べた。7 月の 500hPa 高度分布図より、北日本では高圧になるという傾向がみられ(図 2a)、それに伴い北日本で少雨・高温傾向となった(図 2b, 2c)。これは、太平洋高気圧の発達によってダイズ生産に好ましい条件となり、大潟村で収量の増加につながったことを示唆している。8 月も同様の結果となった(図省略)。

(a)500hPa 高度場 (気圧)



(b)降水量



(c)500hPa 気温

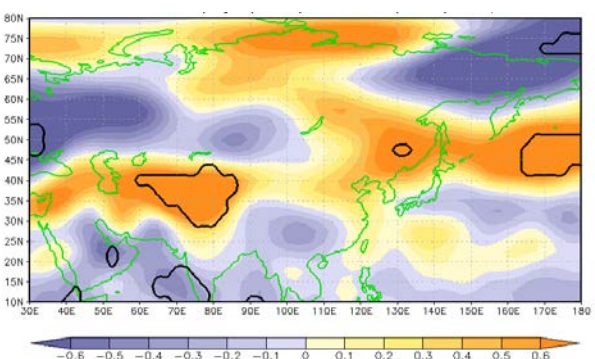


図 2 7 月の(a) 500hPa 高度場、(b) 降水量、(c) 500hPa 面気温のアノマリー分布図。黒い線内は偏差が 95% で統計的に有意な領域。

題目番号 04

盛夏期の 7～8 月だけでなく、播種期の 6 月における降水量・気温などもその年のダイズの単収に影響すると考え、6 月の気象データを解析した。

東アジア域において 6 月上旬の降水量アノマリー分布図を作製した結果、有意な領域はみられなかった(図 3)。さらに 6 月上旬における大潟村の最大日降水量とダイズの単収の相関も調べたが、相関係数は 0.05 であった。

次に、6 月上旬の 850hPa 面高度場・気温アノマリー分布図を作製した(図 4, 5)。その結果、北日本付近で低温傾向があることがわかった(図 5)。また、6 月上旬における大潟村の最大日最高気温とダイズの単収の相関係数が -0.42 となり、95% 以上で有意な負の相関があった(図 6)。これは、850hPa 面の極東付近で高圧アノマリーであることから(図 4)、多収量年に極東付近で高気圧が発達し、北日本付近へ冷たい風が吹く傾向にあることを示唆している(図 5)。少収量年はその逆の傾向であるため、大潟村でも異常高温が起きやすい状況であった可能性がある。

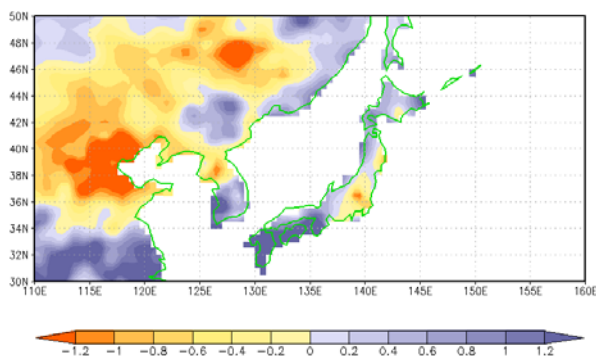


図 3 6 月上旬の日本付近における降水量アノマリー分布図。

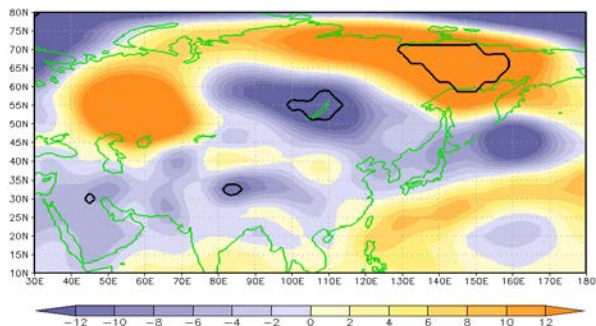


図 4 6 月上旬の 850hPa 面高度場アノマリー分布図。黒い線内は偏差が 95%で統計的に有意な領域。

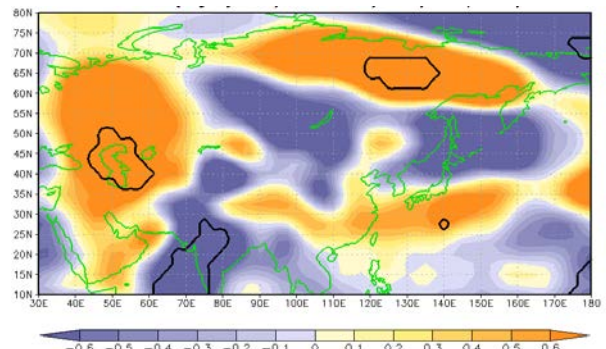


図 5 6 月上旬の 850hPa 面気温アノマリー分布図。黒い線内は偏差が 95%で統計的に有意な領域。

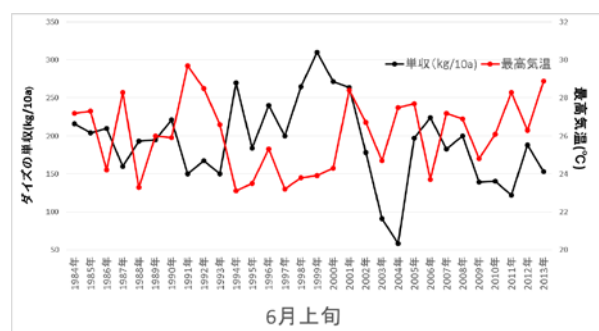


図 6 6 月上旬における大潟村の最大日最高気温とダイズの単収の年次推移。

4. まとめ

秋田県大潟村におけるダイズの単収変動とアジア広域における気圧および大潟村の気温・降水量データとの関係を調べた。その結果、大潟村でダイズの収量が増加する年は 7～8 月において太平洋高気圧の日本への張り出しが強化し、北日本で高温・少雨の傾向が示された。さらに、ダイズ単収と播種期における降水量・気温データとの相関解析を行ったところ、6 月上旬のアジア広域および大潟村の降水量とダイズの単収には顕著な相関がみられなかったが、ダイズの単収と 6 月上旬の最大日最高気温に有意な負の相関がみられた。今後、1 年ごとの気象場の状況や土壌水分などのデータを詳しく調べていく予定である。

謝辞

本研究は、農林水産省委託プロジェクト研究「豪雨に対応するためのほ場の排水・保水機能活用手法の開発」(平成 27～31 年度、代表者：北川巖)により実施された。

作柄概況資料による東北地方における水稻作期の長期変化

○大久保さゆり・長谷川利弘

農研機構東北農業研究センター

1 はじめに

全国的に気温の上昇傾向が指摘されている。東北地方の水稻作においても、栽培期間に変化がみられるようになった。そこで、水稻の栽培期間が変化したことによる、低温あるいは高温に遭遇するリスクの変化について試算を行った。ここでは、特に影響の大きい出穂前の低温、出穂後の高温について報告する。

2 データと方法

水稻の作期については農林水産統計による作柄地帯ごとの耕種期日と、気象官署の気温データとを用いた。対象期間は、耕種期日の記録を得られた 1971 年から 2017 年とした。

耕種期日は地域区分ごとに発表され、東北地方全体で 21 地域に分けられる。21 の地域ごとに、最寄りの気象官署（17 地点）のデータを用いて、気温との比較を行なった。地帯と気温の比較は、以下の方法で対応させた。

①地帯区分は 2017 年現在の区分に合わせた。対象期間中に地帯区分が統合された場合は、統合前の区分の平均値を用いた

- ・南部、下北→南部・下北（青森県）
- ・東南部、沿岸→東部（岩手県）
- ・中通り南部、北部→中通り（福島県）

②同じ地帯に複数の気象官署がある場合は両者の平均値を用いた。

- ・南部・下北：むつ、八戸の平均
- ・中通り：福島、白河の平均

③作柄概況の地帯区分の中に気象官署がない場合、最寄りの気象官署の気温と比較した。

- ・宮城県 南部・中部・北部：すべて仙台
- ・秋田県 県北・県央・県南：すべて秋田（など）

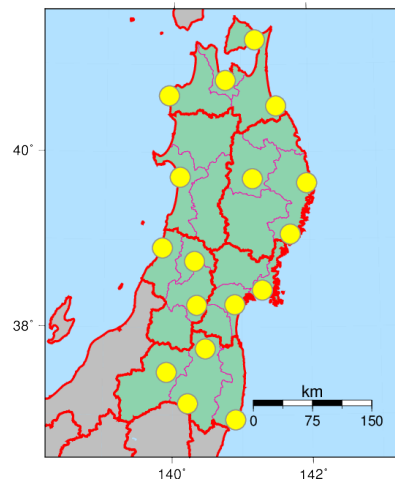


図1 作柄表示地帯区分と気象官署
○印は気象官署を示す。

3 結果

1) 出穂期の早期化

作柄概況調査では、耕種期日として「移植日」「出穂日」「刈取期」が暦日で記載される。いずれも地域内の調査面積の 50%を超えた日が「盛期」とされ、本発表では盛期を用いている。表 1 に、地帯ごとの移植日・出穂日・刈取日の線形回帰による長期変化傾向を示した。符号が正であれば期日の遅延を、負であれば早まっていることを示す。出穂日はほとんどの地帯で有意に早期化していた。また移植から出穂までの日数も多く、多くの地域で短縮しており、出穂期の早期化による影響と考えられた。その一方で、出穂後から刈取日までは、山形県・福島県を中心に日数が増加していた。

2) 低温・高温リスクの変化

出穂期前後に生育障害をもたらすリスクの指標を、低温については日平均気温 22℃を閾値とする積算冷却量、高温については日平均気温 26℃を閾値とする積算温量とした。ここでは長期変化を見るために、特に低温の指標につ

いて、通常よりも厳しい閾値を設定した。

図2、3に、出穂前20日間の積算冷却量（閾値22℃）が10℃day以上になった年の頻度と、出穂後20日間の積算温量が10℃day以上になった年の頻度を10年ごとに集計し、その推移を示す。低温は東北地方北部の太平洋側に、高温は日本海側および宮城県付近にかけて、近年に値が上昇している。北部太平洋側の地域では、出穂期の早期化によって気温の低い7月の前半付近に危険期（幼穂形成期）がかかりやすくなること、また高温リスクが上昇した地域では、

出穂が早まることで登熟期間に気温のピーク期間がかかりやすくなる傾向にあることが考えられた。

4 考察

出穂期前の冷却量、出穂期後の温量の変化を試算したところ、出穂の早期化や気温の上昇により、この時期の生育障害のリスクが高くなる傾向にあることがわかった。今後も、地帯ごとの気温の比較を最寄りのアメダス地点やメッシュデータに代えるなどして調査を継続する。

表1 耕種期日の長期変化傾向（1971-2017年）

		青森県				岩手県				宮城県				秋田県			山形県				福島県		
		青森	津軽	南部・下北	北上川上流	北上川下流	東部	北部	南部	中部	北部	東部	県北	中央	県南	村山	最上	置賜	庄内	中通り	浜通り	会津	
盛期	田植期	-0.15	-0.30	-0.12	0.00	-0.19	-0.53	-0.02	-0.24	-0.35	-0.17	-0.21	-0.17	-0.09	-0.24	-0.22	-0.30	0.21	-0.24	-0.31	-0.39	-0.57	
	出穂期	-0.39	-0.45	-0.46	-0.41	-0.47	-0.41	-0.42	-0.50	-0.49	-0.54	-0.49	-0.70	-0.73	-0.61	-0.30	-0.36	-0.12	-0.31	-0.36	-0.25	0.21	
	刈取期	-0.24	-0.39	-0.22	-0.31	-0.23	-0.21	-0.13	-0.31	-0.37	-0.36	-0.35	-0.41	-0.45	-0.51	0.14	0.11	0.33	-0.15	0.18	0.19	0.28	
日数	移植～出穂	-0.29	-0.26	-0.37	-0.34	-0.25	-0.08	-0.37	-0.19	-0.18	-0.32	-0.28	-0.58	-0.57	-0.39	-0.13	-0.07	-0.23	-0.07	-0.15	0.03	0.47	
	出穂～刈取	0.16	-0.14	0.26	0.01	0.17	0.18	0.37	0.06	-0.01	0.13	-0.02	0.24	0.20	-0.16	0.50	0.49	0.53	0.10	0.57	0.53	0.16	

東北農政局資料による。太字は5%有意、太字斜体は1%有意を示す。

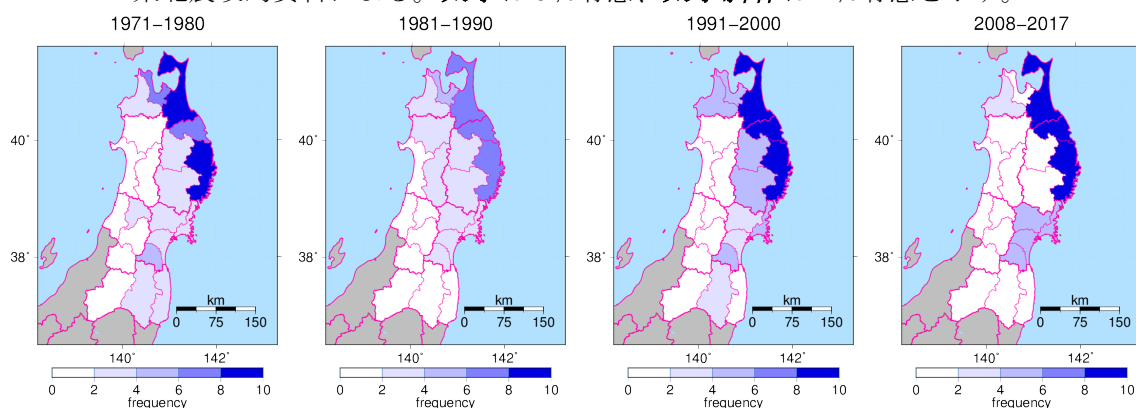


図2 出穂前20日間の積算冷却量（閾値22℃）が10℃day以上になった年の頻度の推移

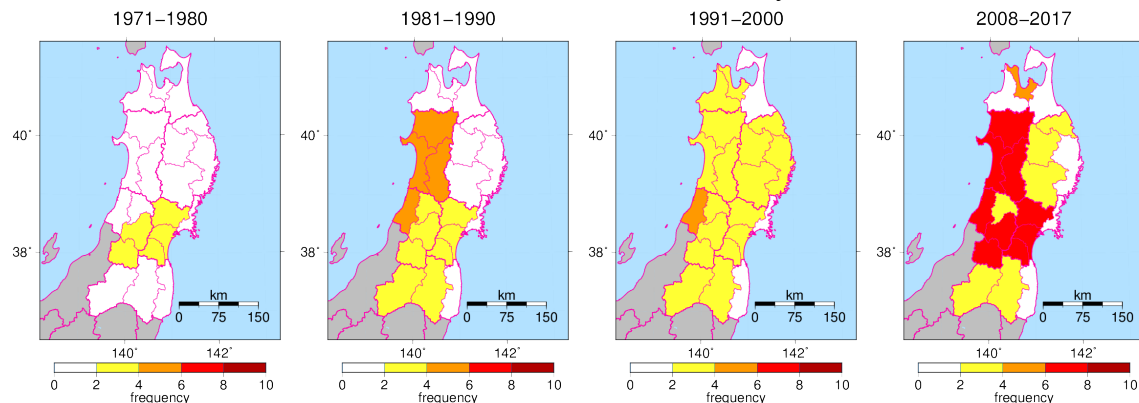


図3 出穂後20日間の積算温量（閾値26℃）が10℃day以上になった年の頻度の推移

※ 図2、3とも、10年ごとに集計したもの。（2001-2010年の図は省略）

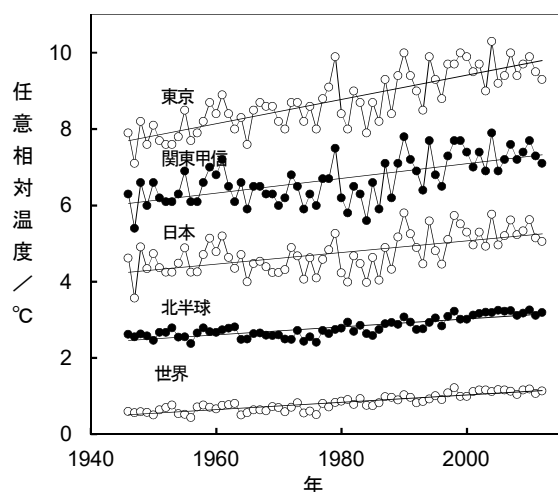
日本列島および地球の温暖化と海域海面水温の経年変化

今清水 雄二（無所属）

1. はじめに

1946年から2012年にかけての世界、北半球、日本国域、関東甲信地方域および東京の年平均気温の経年変化を第1図に示す。また、第1表は世界、北半球、日本国域および国内の地方域の気温の経年変化の相関係数および回帰直線の勾配から推定される気温上昇率である。

日本全国域の気温変化は、国内の関東甲信地方および東京の気温変化と様相がよく類似し関連性が高く、気温上昇率は東京より小さいが、世界および北半球より大きく関東甲信地方と同程度という特徴がある。同様のことは第1表のように他の地方域との間でも言え、また主な都市（地点）と包摂地方域の気温変化の関係についても考えられる。日本国域の気温上昇率が世界平均より大きいことについては日本国が比較的気温上昇率の高い北半球の中緯度に位置しているためとの指摘があるが、日本の全国域と国内地方域の気温変化の相関係数が大きく関連性が高いという特徴的傾向の国内的理由



第1図 1946年から2012年の世界、北半球、日本および主な地方（地域）と日本の平均気温経年変化の相関係数および各域の気温上昇率

第1表 1946年から2012年の世界、北半球、日本および主な地方（地域）と日本の平均気温経年変化の相関係数および各域の気温上昇率

気温観測域	気温の経年変化の相関係数	平均気温上昇率(°C/年)
世界	0.66	0.010
北半球	0.69	0.011
日本	1	0.015
北海道	0.83	0.015
東北	0.96	0.015
関東甲信	0.98	0.019
東海	0.97	0.020
近畿	0.96	0.019
九州北部	0.92	0.021
沖縄	0.71	0.015

として、とりわけ戦後のこの時期は、全国の工業地帯・工業地域の発展とともに工業地帯・工業地域に近接ないし含まれる中・小の工業都市が地方域および全国に分散して発展し、その結果、国土の自然的利用面積率は低減する一方、道路、宅地など都市的利用面積率が増大し、またエネルギー消費統計によれば、日本の化石燃料等エネルギーの年間消費量は1965年頃から著しく増加し、1990年以降では年間約20 EJのエネルギーが消費されたことが挙げられる。すなわち、日本のエネルギー消費構造によれば、化石燃料等一次エネルギーの約80%以上は電力を含む産業と運輸関係で消費され、それにとまう排熱は大都市よりむしろ全国域に発展した工業地域ならびに地方域の中小工業都市および全国に広がる交通運輸機関から広範な地方域・全国域の大気中に排出された可能性があり、日本国内の一次エネルギー消費施設・設備から排出される排熱は赤外線放射または顕熱輸送によって周辺の空気中に、また河川水および海水を介して、あるいは日本近海の海水を経て、潜熱輸送によって大気中に排出され、日本国土と近海海域の範囲の日本列島の大気の気温上昇に關与した可能性がある。本報告では日本列島および地球の温暖化におよぼす一次エネルギー消

費にともなう排熱の影響を概算し、また関連する観測事実に関して考察する。

2. 排熱流束の影響および海面水温の上昇

排熱の気温上昇に関与する量として、地球上のある領域の有する全エネルギー消費設備から大気中に放出される3者排熱の和に相当する単位面積当たりの排熱流束(フラックス) $\Delta F_{E\uparrow}$ [Wm^{-2}] を定義し、その大きさはある領域の年間エネルギー消費量 Q_c [W] と面積 A [m^2] より $\Delta F_{E\uparrow} = Q_c/A$ によって近似的に与えられるとする。そうすると、日本列島の2010年の排熱流束は日本国の年間エネルギー消費量 Q_{cJ} と面積(国土+近海域) $A_{JA\uparrow}$ より、 $\Delta F_{EJA\uparrow}(2010) \uparrow \leq Q_{cJ}(2010)/A_{JA\uparrow}$ によって、また2010年の世界の平均排熱流束は、 $\Delta F_{Eglob}(2010) \uparrow \leq Q_{cglob}(2010)/A_{glob}$ によって表される。但し、 $Q_{cJ}(2010)$ および $Q_{cglob}(2010)$ は2010年の日本および世界の年間消費エネルギー、 $A_{JA\uparrow}$ および A_{glob} は、それぞれ日本列島(近海海域含む国域)および地球表面の面積である。

一方、化石燃料エネルギーの燃焼にともない排出される CO_2 の大気濃度は全地球的にほぼ一様に増加し、2010年1年間に CO_2 濃度が C_{2010} から C_{2011} へ増大することによる2010年の年間放射強制力は、近似式、 $\Delta F_{r\downarrow}(2010) = 5.35 \ln(C_{2011}/C_{2010})$ [Wm^{-2}] により与えられるとする。

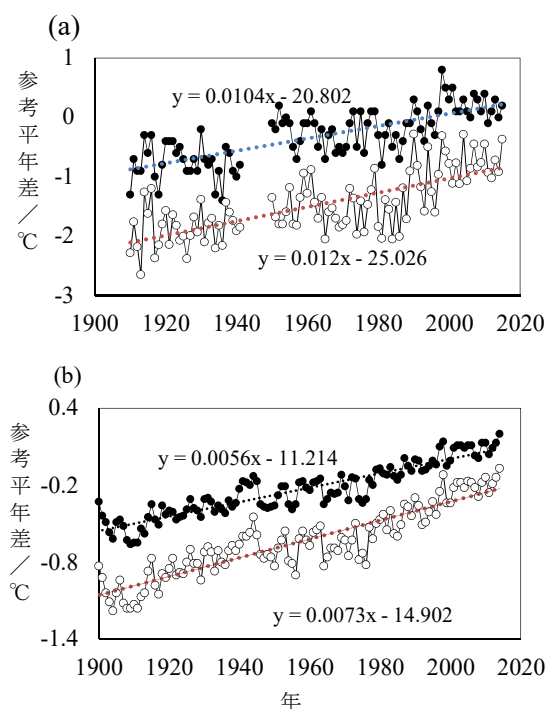
以上の関係より、日本と世界の年間排熱流束および CO_2 放射強制力 (C_{2010} : 約 387 ppm, C_{2011} : 約 389~390 ppm) は第2表のように概算される。これより2010年の日本列島の排熱流束は、近海域: 国土+領海、+接続水域の領海または+排他的経済水域の領海、の面積評価に応じ、世界(地球)全体の平均の約5~28倍の大きさの値が推定される。この結果は日本列島の気温上昇率が世界(地球平均)の気温上昇率に比べて大きいことを裏付ける。また、世界の2010年の年間平均排熱流束は CO_2 濃度増加による年間の放射強制力と同程度であり、排熱の地球温暖化に及ぼす影響の可能性を裏づける。

第2図(a)および(b)は1900年から2015年の日本列島および世界全体の年平均気温と年平均海域海面水温の経年変化¹⁾を表した図である。これより海

第2表 日本列島及び温暖化因子強さ

領域	温暖化因子	2010年強さ [W/m^2]
日本列島	排熱流束	$\leq 0.13\sim0.78$
世界全体	排熱流束	≤ 0.028
世界全体	放射強制力	$0.028\sim0.041$

面水温と気温の経年変化の相関係数は0.99(世界全体)、0.86(日本列島)であり、海面水温と気温の関連性は高い。世界全体の海面水温の上昇は陸域近海で大きく²⁾、日本列島の海面水温の上昇率は世界全体より大きい。日本列島のエネルギー消費にともなう排熱の一部は近海海域に排出されると考えられるので、上記の事実は日本列島および世界の近海海面水温の上昇は日本国域および陸域のエネルギー消費にともなう排熱の影響の可能性を示唆する。



第2図 (a)日本列島および(b)世界(地球全体)の年平均気温(白)と海域表面水温(黒)の経年変化

参考資料 1) 気象庁: 各種データ・資料, 2) 気象庁: 異常気象レポート2014, 2015. 3, pp.68-69

「秋田における高層気温の経年変化 その2」

☆見城舞 工藤千明 石黒友紀 榎並信太郎 (秋田地方気象台)

1. はじめに

温暖化に関する資料は過去に多く作成されてきたが、地上の気温に焦点を当てたものが多く、高層の気温に関しては触れられていないものが多い。そこで昨年は、秋田における高層の気温の経年変化と竹川(1999)で指摘されていた1989年の気候のレジーム・シフト(気候ジャンプ)が秋田の高層でも起きているのかを調査した。その調査では、秋田の高層気温の経年変化も、地上付近の気温は上昇傾向、上層では下降傾向にあることがわかり、1989年において多数の指定気圧面でレジーム・シフトを解析するに至った。しかし、上里(2008)や古林(2016)で指摘があるように、観測器機の更新により気温の段差が生じている。経年変化を考える上で、より正確を期すためにはこの段差を補正する必要がある。そこで本調査では、ゾンデの更新に伴う観測値の段差を考慮し、補正した際の気温の経年変化と、トレンドを除去した場合、1989年にレジーム・シフトが解析されるのかを調べた。

2. データと調査方法

2-1 データ

昨年同様、1957年12月から2015年11月までの秋田地方気象台における21時の各指定気圧面(地上・1000・900・850・700・500・300・150・100・70・50hPa)の月平均気温の値を使用した。(ただし、70hPaについては、観測開始年の関係上1961年の3月からの集計である。)

本調査の該当期間に、秋田において21時観測で用いられたゾンデは1957年から2015年にかけて、RSⅡ-56型：1956年6月～、RSⅡ-80型：1981年3月～、RSⅡ-91型：1992年11月～、RSⅡ-92型：2009年12月～、RS-11G型：2013年9月～と4回更新されている。機器が更新された月の平均気温以降を、更新された機器で観測した月平均気温とみなした。

補正值には、古林(2016)で使用された、「比較観測結果で求められた各指定気圧面における温度差を、21時観測の全季節で平均した温度差」を使用している。RS-11Gの観測値を基準に、各比較観測から算出された補正值を、各年代のゾンデにさかのぼる度に加算することで補正を施している。本調査では古林(2016)の表3「各指定気圧面における気温補正值(21時)」を使用した。

2-2 調査方法

各年代での各指定気圧面における月平均気温に補正值を加算し、これらを1年(1-12月)、春(3-5月)夏(6-8月)秋(9-11月)冬(12-2月)に分け、各季節での平均気温の経年変化について統計的検定手法を用いて調査した。

調査手順は以下のとおりであり、全て有意水準は5%で行った。

- ①季節平均が正規分布かどうか判断する。
- ②正規分布の場合はピアソンの積率相関係数、正規分布でない場合はスピアマンの順位相関係数を算出し、その後無相関検定を行い、相関関係を調べる。今回は、全気圧面での気温データを正規分布とみなしたため、ピアソンの積率相関係数を算出し(Excelのツール使用)、

無相関検定を行い、相関関係を調べた。

- ③Excelの分析ツールを用い回帰分析を行う。(最小二乗法)
- ④回帰診断を行う。
- ⑤トレンド(単回帰直線の傾き)をまとめる。
- ⑥補正をかけた気温について気候のレジーム・シフトの検出を行う。検出条件は次のとおりである。
 - ・1989年を境に2群にデータを分け、2つのデータ群に差があるのかを検定する。青木(2007)より、Welchのt検定を用いる。Welchのt検定で、差が有意であると示されること。(Excelの分析ツール「t検定：分散が等しくないと仮定した2標本による検定」を使用。)
 - ・検出力を算出し0.8以上になっていること。
 - ・効果量(Cohen's d)の95%信頼区間に「0」を含まないこと。
- ⑦トレンドを除去し気候のレジーム・シフトの検出を行う。1958年から1988年までの相関関係が得られた気温の単回帰式を用い、1958年から2015年までの全区間において、残差を使用し解析することでトレンドの影響を除去する。検出条件は⑥と同様。

3. 結果

3-1トレンドの解析

相関関係、回帰診断で有意と判定した、気圧面毎のトレンド量を表1に示す。

1年の気温の経年変化をみると、地上から150hPaまでは上昇傾向、100hPaより上層では下降傾向にあり、トレンド量は上層に行くに従い小さくなっている。つまり、地上に近い方がより昇温傾向にあり、50hPaに近い方がより降温傾向にあるといえる。この傾向は他の季節でもおおそそ当てはまっている。1年の気温でのトレンドの正負の転換点は100hPa～150hPaの間にあると推測され、春では150～50hPa、夏では500～70hPa、秋は300～100hPa、冬は300～70hPaに転換点があると思われる。指定気圧面毎に各季節のトレンド量を見ると、秋が他の季節に比べて大きな値をとり易いように見受けられる。また、各季節とも、補正を行っていない昨年の値(表は省略)よりも補正を行った表1の値の方が絶対値が大きかった。これより、補正を行ったほうが昇温・降温の傾向が強いといえる。特に、下部成層圏では顕著であり、補正を行った方が約1.4℃/100年の下降を示した。

3-2補正をかけた気温について1989年における気候のレジーム・シフトの検出

表2は、1989年に気候のレジーム・シフトが検出された気圧面とその際の効果量を示したものである。効果量とは、2つの群のデータ数に依存しない実質的な差を表す指標である。100hPa面以外では、補正を行った方が効果量は大きくなっており、レジーム・シフトが顕著である。また、地上および50hPaに近い気圧面で効果量が大きくなっており、地上付近と下部成層圏でより顕著といえる。

3-3トレンドを除去した際の気候のレジーム・シフトの検出

題目番号 07

1958年から1988年までの気温と年について相関が得られたのは、1年の70、50 hPa、秋の50 hPa、冬の70・50 hPaであった。回帰診断において冬の70 hPaは残差の独立性が保てず、残差の正規性については、5つとも満たしていると断言し難い。回帰診断で疑問は残るものの、秋の50 hPaは気候のレジーム・シフトの検出条件を満たした。表3に結果を示す。

4. 考察とまとめ

全季節において、ゾンデの変遷に伴う補正を施すと、「対流圏では地表に近いほど昇温傾向が大きく、下部成層圏では高度が高いほど降温傾向が大きくなる」という傾向がより強く現れることがわかった。季節毎で見ると、秋のトレンド量が他の季節に比べ大きく、次いで夏が大きな値を示している。正のトレンドを示している対流圏では、どの気圧面でも同じ傾向を示している。下部成層圏では夏よりも冬のほうが下降傾向は顕著であるが、秋については対流圏同様、他の季節よりも傾向が顕著といえる。上里（2008）によると、ゾンデの更新に伴う補正値は季節差があり、今回使用した補正値は全季節で平均したものである。補正値の季節変動は、季節間でトレンド量に大きな差が出ていることの要因である可能性も考えられる。秋吉（2013）より下部成層圏の低温化は、オゾンによる加熱効果と二酸化炭素からの赤外放射のバランスの崩れから起きるといわれている。気象庁（2016）のグラフより、札幌とつくばでは、秋においてオゾンの全量が少なくなることがわかる。オゾンの極小値が、各年により出現する月が変動するならば、季節の区切り方で気温が変動すると考えられる。また、秋・冬では圏界面が多く観測される季節であり、これが関わっている可能性もあるように思う。

ゾンデの変遷に伴う補正を行ったものでは、1989年において気候のレジーム・シフトが多くの気圧面で検出され、補正をしていないものよりも効果量の値が大きく出た。これより、ゾンデの変遷に伴う補正を行った方がレジーム・シフトは顕著であるといえる。

1958年から1988年までの気温トレンドが得られたものは下部成層圏部分だけであった。気象庁（2016）より、この期間のオゾン全量が、札幌では減少傾向にあったことがわかる。館野でも、札幌までではないが、減少傾向にあるように見える。期間中のオゾン全量の減少による気温低下が、秋田上空で起こっていたのではないだろうか。トレンドが得られた気圧面について、トレンドを除去し、気候のレジーム・シフトが解析されたのは、秋の50 hPaだけであった。春・夏以外での70、50 hPaにおいて、気候のレジーム・シフトが起きているのは、秋の50 hPaといえる。気温と年についての相関が得られた場合は、トレンドの影響を受けている可能性から、トレンドを除去することが必要だが、相関が得られなかった気圧面に対しては、上昇・下降の傾向は無いことを意味しているので、トレンド

を除去する必要はないと考えられる。つまり、相関が得られた5つの気圧面については表3を、それ以外の気圧面に対しては表2の値がレジーム・シフトについての結果といえる。したがって秋田では、対流圏を主に1989年にレジーム・シフトが起きていたと考えられる。

表1：ゾンデ変遷を考慮した季節平均気温トレンド量（℃/100年）

℃/100年	1年	春	夏	秋	冬
地上	2.57	2.39	2.90	3.43	1.43
1000	2.55	2.33	2.77	3.19	1.71
900	2.01	1.71	2.20	2.72	
850	1.95	1.51	1.89	2.91	
700	1.62		1.43	2.76	
500	1.87		1.72	3.03	
300	1.30				2.00
150	1.13	2.96			
100	-1.39			-2.07	
70	-2.56		-2.49	-3.42	-3.12
50		-3.68		-4.66	-5.48

1957年12月～2015年12月の指定気圧面における平均気温を季節毎に集計し、トレンドを算出した。空白は相関が有意でない又は回帰式が妥当と判断されなかった気圧面。

表2：ゾンデ変遷を考慮した、1989年にレジーム・シフトが検出された気圧面及び効果量

効果量	1年	春	夏	秋	冬
地上	2.549↑	1.284↑	1.088↑	1.935↑	0.943↑
1000	2.571↑	1.182↑	1.092↑	1.874↑	1.068↑
900	1.861↑	0.707↑	0.896↑	1.405↑	0.799↑
850	1.780↑	0.581↑	0.846↑	1.381↑	0.800↑
700	1.367↑	0.375↑	0.816↑	1.266↑	0.590↑
500	1.349↑	0.194↑	0.923↑	1.245↑	0.725↑
300	1.092↑	0.228↑	0.621↑	0.668↑	0.737↑
150	0.569↑	1.048↑	0.043↑	0.134↓	0.320↑
100	0.780↓	0.004↑	0.536↑	0.699↓	0.441↓
70	1.293↓	1.089↓	1.089↓	1.015↓	0.643↓
50	1.293↓	0.972↓	1.633↓	1.751↓	1.342↓

1989年を境に平均気温が上方へシフトした場合↑、下方へシフトした場合は↓と表した。また、効果量は数値で表した。赤字はレジーム・シフトが検出されていないものの参考に載せたものである。

表3：トレンドを除去し、1989年にレジーム・シフトが検出された気圧面の効果量

効果量	1年	秋	冬
70	0.063↓		0.684↓
50	0.510↓	0.875↓	0.076↓

見方は表2と同様。

参考文献

- 竹川（1999）：東北地方の気候変動 東北技術だより vol.16 No.4 pp166-180
- 上里（2008）：ラジオゾンデの歴史的変遷を考慮した気温トレンド（第1報） 高層気象台彙報第68号 pp15-22
- 古林（2016）：ラジオゾンデの歴史的変遷を考慮した気温トレンド（第2報） 高層気象台彙報第74号 pp17-25
- 青木（2007）：青木繁伸 二群の平均値（代表値）の差を検定するとき <http://aoki2.si.gunma-u.ac.jp/lecture/BF/index.html>（最終閲覧2017.10.30）
- 秋吉（2013）：地球環境研究センターニュース Vol.24 No.8 成層圏からの気候・環境研究 秋吉英治
- 気象庁（2016）：オゾン層・紫外線の年のまとめ（2016年） pp26

札幌・東北日本海側の降雪地域分布と経年変動特性

谷田貝 亜紀代（弘前大理工）・木下 知里（弘前大理工、現：中央コンサルタンツ株式会社）

1. はじめに

札幌市は北海道の日本海側に位置し、北から東側にかけて平地が広がり、南から西には山岳地帯が存在する。この地形的特徴により、日本海から雪雲を運ぶ風向によりその豪雪分布が変化することが知られている。

本研究は札幌市内で冬季日降水量に地域差が生じる要因を主成分分析（EOF 解析）により明らかにすることを目的とする。さらに、特定のパターンの発生に関する年々変動傾向についても分析し、特徴的な豪雪パターンの発生と全球スケールの変動との関係を考察する。

また、日本海側の豪雪の特徴として、山雪型・里雪型の2つがあるといわれている。西高東低の冬型が強まり山脈沿いの内陸地に大雪をもたらすものが「山雪」、日本海上空に寒気があり海上で発達した雲により沿岸や平野部でも大雪となるものが「里雪」とよばれているが、札幌や弘前周辺は、日本海に対して北西側がひらけており、山、平地、海の位置関係から、従前の山雪・里雪の特徴とは異なる特徴も考えられる。この点についても考察する。

2. データと解析手法

札幌市周辺の AMeDAS 観測データ（8 箇所）に加え、札幌市内 57 地点で除雪のための気象観測である札幌市マルチセンサーネットワークの降水量データを使用した。10 分毎の降水量を観測しており、降雪時は融解水量を計測している。解析対象期間は 1992 年 1 月～2015 年 3 月で、本研究では 1992 年 12 月から 1993 年 3 月の 4 ヶ月を 1993 年冬季と定義し、1993 年から 2015 年までの 23 冬季を対象期間とした。

マルチセンサーの欠測値補間と、地域的な分布密度を平滑化するため、APHRO_JP (Kamiguchi et al., 2010) の手法により両データを共に $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ の日降水量グリッドに解析し、対象地域の 2/3 にあたる領域で 0.1mm/day 以上の降水があった 1789 日を解析対象とした。これを主成分分析（EOF）にかけ、全域変動モードを差し引いた結果である EOF2, EOF3 を解析した。循環場解析には NCEP、ERA-interim 再解析データを用いた。

3. 結果

EOF1 の寄与率は 85.0% で大半を占め、EOF2 が 7.6%、EOF3 が 4.1% となった。EOF1 時系列と、対象領域平均降水量とは 0.997 の相関があり、EOF2, EOF3 は寄与率が低いを図 1 に示すように地域特性を踏まえたモードと考える。

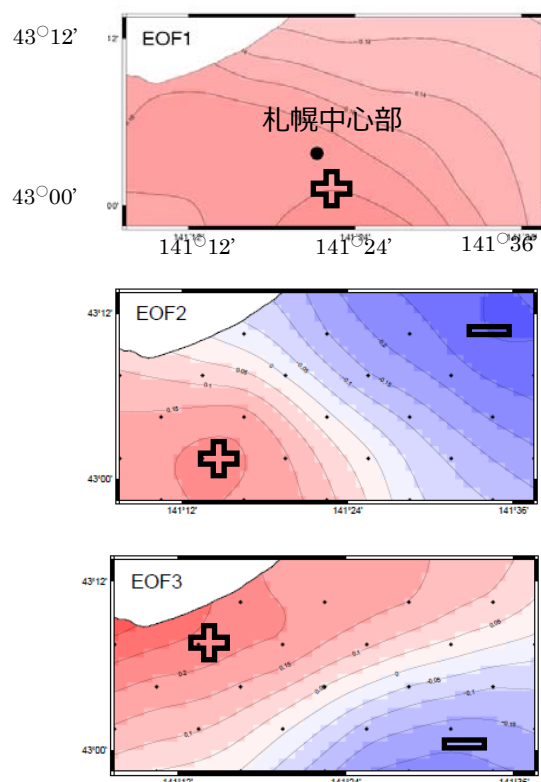


図 1 第 1, 2, 3 成分固有ベクトル分布。等値線間隔 0.05、点は EOF 解析に用いたグリッド位置。

地勢的特徴から、EOF2+を山雪型 (A)、EOF2-を里雪型 (B)、EOF3+を海側降水型 (C)、EOF3-を内陸降水型 (D) とし、EOF2, 3 のスコア絶対値が 3.5 以上の日について、表面気圧 (SLP)、850 hPa 風向風速、鉛直積算水蒸気 Flux を合成し循環場を検討した。図 2 に SLP 合成図を示す。移動性低気圧の影響を受けて発生する A, D パターンはシベリア高気圧とアリューシャン低気圧が弱まり冬型が形成されにくい年に発生しやすく、B, C パターンは逆に冬季を通じて冬型が形成されやすい年に多く発生する傾向が

あった。ここで、札幌域での山雪（A）は移動性の低気圧時で、いわゆる西高東低の冬型は里雪（B）と C に顕著であることがわかる。ここで、B と C の気圧配置が似ていることから、A,B,C,D の出現日数の経年変動特性を調べたところ、B と C、A と D はそれぞれ出現されやすい年の傾向が一致することがわかった。

そこで、冬型である B と C の各冬季の出現日数（EOF スコアの絶対値が 1 以上）を合計したものから、移動性の低気圧による降雪の特徴を示す A と D の出現日数を合計したものの差を指標とした。この指標と、エルニーニョ・南方

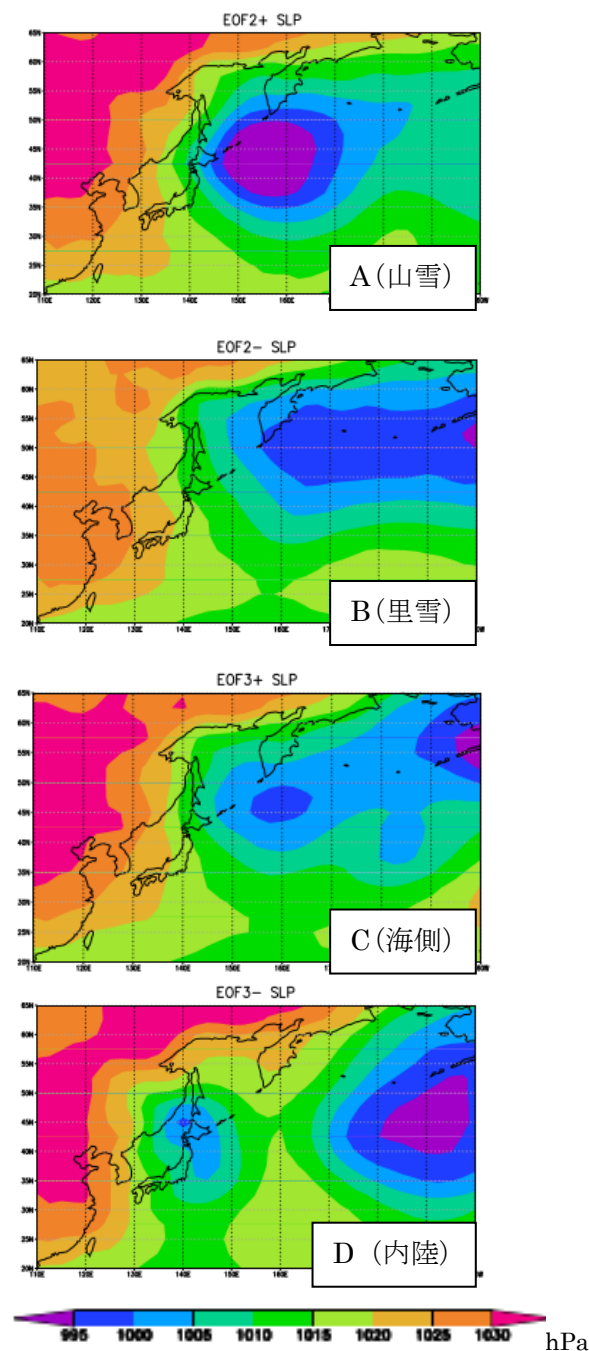


図 2 A（山雪）、B（里雪）、C（海側）、D（内陸）の顕著な降雪時の海面更正気圧の合成。

振動（ENSO）の指標の 1 つである NINO.3 領域海面水温とを比較したところ（図 3）、両者には負の相関が見られた。23 冬季の相関係数 $R=-0.27$ であるが、非常に強いエルニーニョで別の複雑な要因も考えられる 1998 年冬季を除くと、 $R=-0.58$ で、1%危険率で有意な結果となった。

これはすなわち、エルニーニョ現象時（NINO.3 が正）には、「冬型(B+C)ー移動性(A+D)」が負、すなわち冬型が強まり札幌の西部の山岳・内陸（山）が多降水になる日が多く、ラニーニャ現象時には冬型が弱まり移動性低気圧が通過しやすく、海岸側と平野部（里）が多降水となる日が多く発生する結果となった。これは、エルニーニョの冬季は冬型が弱まり日本は暖冬傾向であるという気象庁などによる診断とも一致する。

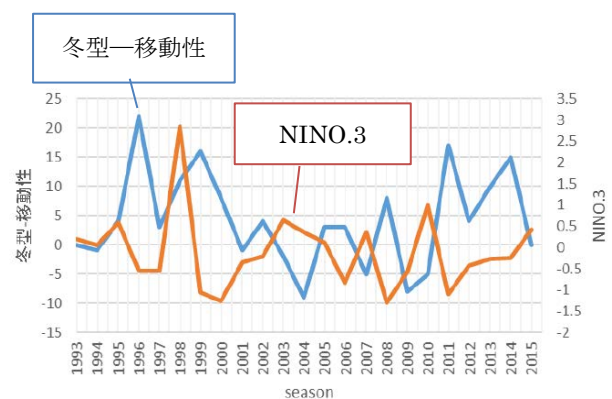


図 3 冬型パターン（B,C）の発生頻度と移動性低気圧パターン（A,D）の発生頻度の差と NINO.3 SST の関係。

謝辞

札幌マルチセンサーネットワークデータは札幌市建設局土木部雪対策室事業課の方からご提供いただきました。記してお礼申し上げます。本研究には、地球環境研究総合推進費（2-1602 代表：谷田貝）を使用しました。

題目番号 09

ひまわり 8 号のスプリットウィンドウ観測データを使用した梅雨期の降水可能性域の推定について

☆酒井 貴紘・村田 一則（山形地方气象台）

1. はじめに

日本海側や東シナ海周辺では、梅雨期に梅雨前線に向かって下層に暖湿な空気が流入し、過去たびたび土砂災害や浸水害・洪水害が引き起こされてきた。短時間の降水域の把握は、気象レーダーの情報によるところが大きく、降水が目先数時間でどの程度持続するかを把握すること、また、まだレーダーエコーとして捉えられていないが、降水のポテンシャルがある領域の動向を把握することは難しい。特に、可視画像が使用できない夜間は、さらに実況監視の補助資料が少なくなる。

本調査では、ひまわり 8 号運用開始後（2015 年 7 月以降）の梅雨期の大雨事例を取り上げ、ひまわり 8 号のスプリットウィンドウ観測データを使用することで、降水の可能性のある領域を推定できないか検討した。そのため、山形県の海上にレーダーエコーがほとんどなく、エコーの追跡による目先の降水予想が難しい 2 事例（事例 A:2016 年 7 月 6 日、事例 B:2017 年 7 月 1 日～2 日）を調査対象とした。

2. スプリットウィンドウ観測データについて

スプリットウィンドウ法は、赤外チャンネル 1(IR1、波長 $10.8\mu\text{m}$)と赤外チャンネル 2(IR2、波長 $12.0\mu\text{m}$)を使用する(図 1)。

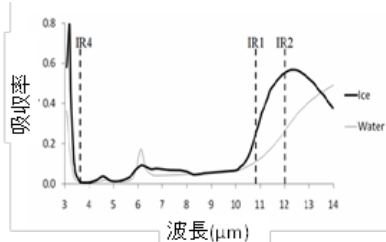


図 1 各チャンネルの放射吸収特性。

・光学的厚さが一定ならば、雲頂が高いほど大きくなる。といった情報が得られる。これにより、より詳細に雲の種類を判別することできる(図 2)。

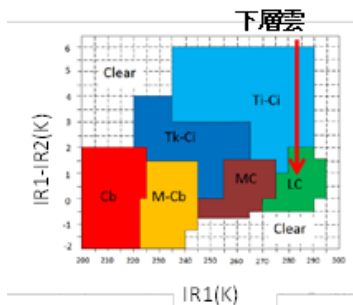


図 2 スプリットウィンドウ法を用いた雲型分類（渡部・山田 2013）。

可能域の推定の一要素として、下層雲がどの程度広がっているかを把握することが重要であると考えられる。

3. 概況

本対象事例(事例 A, B は警報事例)は、いずれも南海上に熱帯低気圧や台風があり、山形県を含む日本海側には、サブハイを回るように暖湿気が流入しやすい総観場であった。地上天気図から、山形県は、梅雨前線の暖域、もしくは前線付近に位置していることが分かる(図 3)。

図 3 と同時刻のメソ解析を見ると、いずれの場合も南西風場において、相当温位が概ね 340K 以上の高暖湿の空気塊が山形県付近まで流入してきている (図 4)。さらに、その上流にあたる輪島の高層観測結果では、両事例とも下層 ($\sim 700\text{hPa}$)まで概ね 90%以上の相対湿度となっており、下層から持ち上げられた水蒸気のうちほとんどが、周辺の加

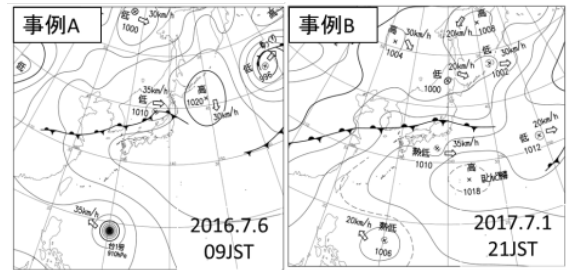


図 3 地上天気図。

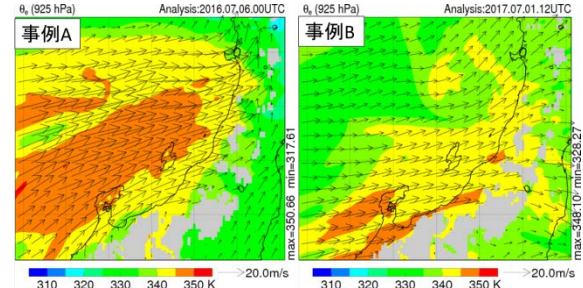


図 4 925hPa 面の相当温位(シェード)と風(ベクトル)。

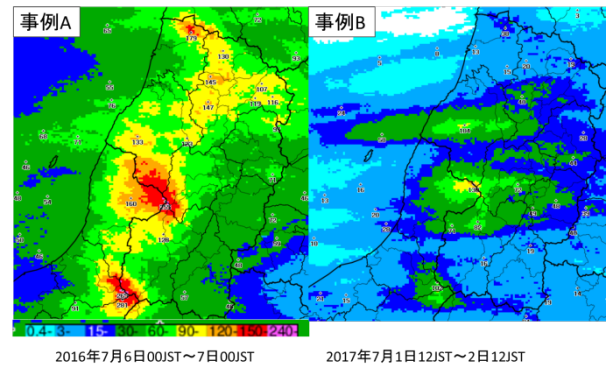


図 5 24 時間積算解析雨量。

湿に消費されることなく、凝結することができる環境場であった(三隅・圓山 2008)。500m 高度面の空気塊を持ち上げた時の dLCL は、100m 程度であり、少しの持ち上げがあれば、下層雲が発生すると考えられる。また、下層はいずれも条件付き不安定な場であった。これらの総観場で、両事例とも、庄内・置賜を中心に 24 時間解析雨量で 100mm を超え、事例 A では、250mm を超えている地点があった。降水分布は、内陸・山地で降水量が多く、沿岸・海上では相対的に少なかった(図 5)。

次節で、事例 A、B についての降水強度画像、ひまわり 8 号の雲画像を時系列で比較した。

4.1 事例 A 2016 年 7 月 6 日

19:00 には、降水強度画像から山形県置賜を中心に降雨している(図 6(a)黄色丸)。一方、日本海には、散在した降水エコーがあり(図 6(a) 赤実線丸)、IR1-IR2 画像では、白い領域(輝度温度差が小さい領域)が降水エコー以上に広がりを持って存在していることが分かる(図 6(b) 赤破線丸)。時系列を見ると、雲域(赤破線丸)は東南東に進みながら山形県にかかり、そのタイミングで庄内を中心に降水をもたらしている。さらに、2:00 にはこの雲域に対応する領域が縮小するとともに降水強度も弱くなり、また、降水の範囲も縮小していることが分かる。

次に、21:00 の赤外 1 画像・水蒸気画像を見ると会津北部の雲域は、輝度温度が低く($\sim 30^\circ\text{C}$)、上・中層の水蒸気量が多く、(図 7 青丸)エコー頂も 10km 以上であった。一方で、庄内沿岸の雲域は、会津北部の雲域と比べて IR1 の輝度温度が高く($\sim 10^\circ\text{C}$)、水蒸気量が少ないことが分かる(図 7 橙色)。また、エコー頂も 8km 程度と相対的に低い。そのため、相対的に背の低い対流雲から降水がもたら

されていたと考えられる。

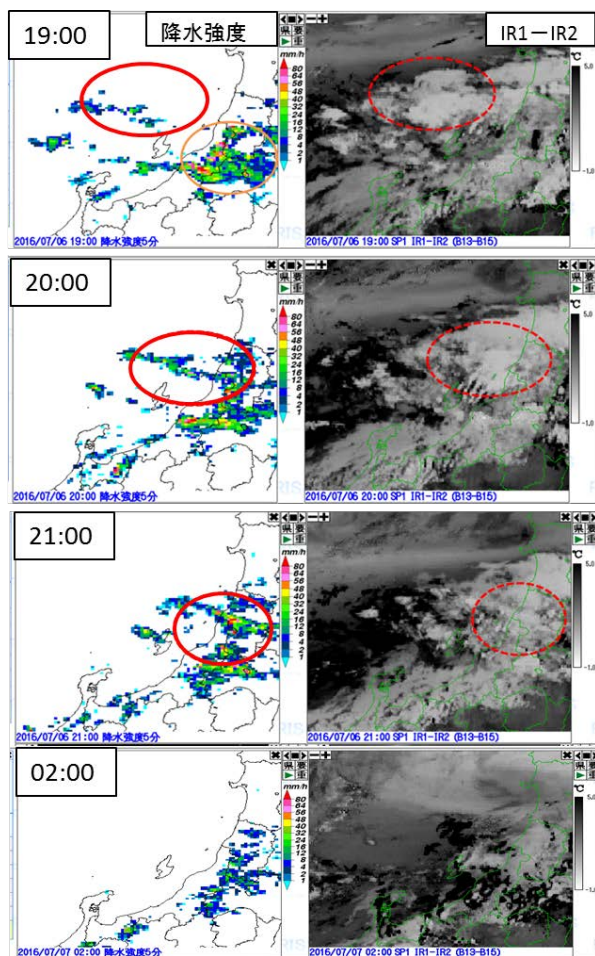


図 6 (a)降水強度画像。(b)IR1-IR2 画像。

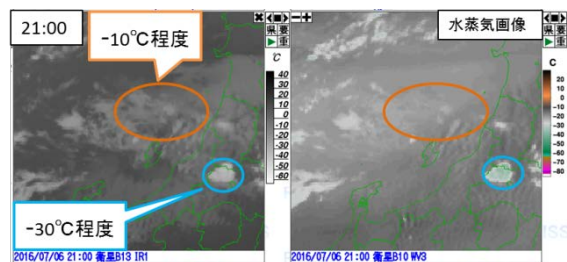


図 7 (a)IR1 画像。(b)水蒸気画像。

4.2 事例 B 2017 年 7 月 1 日～2 日

7 月 2 日 0 時には、庄内沿岸に降水域(図 8(a) 赤丸)がある。時系列に見ると、降水域は、ほとんど移動せず、同じ場所で降水をもたらしている。また、日本海に降水エコーはほとんどなく、沿岸～内陸の山地で降水エコーが発生している。この降水域に対応した IR1-IR2 画像を時系列に見ると(図 8(b) 赤破線)、1:00～3:00 にかけて、庄内沖の明域は縮小し、それに伴ってその領域の降水エコーも縮小していることが見て取れる。さらに、暗域が広がってきたところ(ある程度の光学的厚みを持った雲が存在しない領域)(図 8(b) 黄破線)では、降水がおさまってきていることが分かる。

次に 1:00 の各衛星画像とレーダー画像を重ね合わせてみると、降水域の西側(西風場において上流側の雲域)が IR1-IR2 画像では、捉えられているが、IR1 画像と水蒸気画像では、不明瞭であった(図 9 破線)。つまり、赤破線の

領域は、事例 A 同様に、雲頂が比較的低く、レーダーで捉えられないような雲粒子で構成されていたと推測される。また、IR1-IR2 が 0.5～2°C かつ IR1 が $<0\sim8^{\circ}\text{C}$ であった。これは、渡部・山田(2013)との比較および実況と照らすと下層雲が広がっていたことが考えられ、下層雲が海上で発生し、西風場で沿岸・内陸に流入しながら、発達して降水をもたらしていると考えられる。

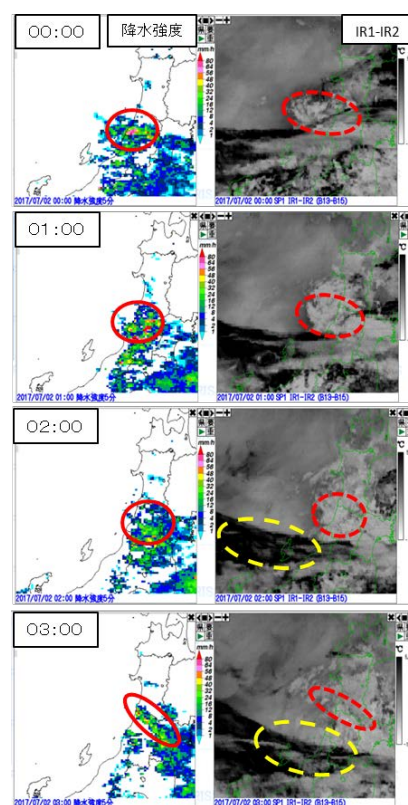


図 8 (a)降水強度画像。(b)IR1-IR2 画像。

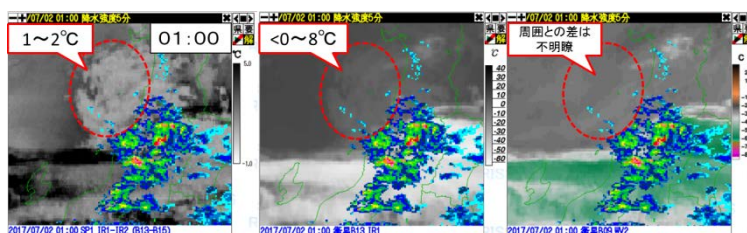


図 9(a)降水強度画像+IR1-IR2 画像。(b)降水強度画像+IR1 画像。(c)降水強度画像+水蒸気画像。

5. 考察とまとめ

本事例の梅雨期の降水は、比較的对流の浅い積雲等が広がってもたらされており、三隅・圓山(2008)の指摘にある水滴の併合過程による降水形成の効果が大きいことが推察される。また、本調査は、雲頂高度の低い暖かい雨に対して、IR1-IR2 のスプリットウィンドウ観測を使用すると、降水域の検出率を向上させるとの研究結果と整合的である(広瀬・樋口 2015)。

本事例解析から、IR1-IR2 画像を使用すると IR1 画像や水蒸気画像では捉えづらい梅雨期の背の低い積雲等の発生(事例 B)や動向(事例 A)、下層での水蒸気の凝結による潜熱の放出が活発な領域(事例 B)が把握できる可能性がある。特に、下層の潜熱放出域の把握は、梅雨期に下層に高相当温位気塊が移流する条件付き不安定な環境場で、どこで不安定が顕在化しているか把握するのに有効かもしれない。このようにレーダーで捉えられない降水の可能性のある領域が把握できれば、地形効果などで上昇流が期待される領域で、一定程度の降水が持続することを想定するなど、実況監視の補助資料として使用できる可能性がある。

【参考文献】

- ・三隅・圓山, 2008: 下層空気収束による積乱雲の降水強化・形成される下層雲の役割に注目した数値実験. 天気, 55, 35-48.
- ・濱田・西, 2008: 静止気象衛星赤外スプリットウィンドウデータを用いた降雨判定. 科振費第 2 回国内ワークショップ.
- ・渡部・山田, 2013: MTSAT による輝度温度情報から作成した東南アジアにおける雲の気候特性. 2013, 土木学会論文集 B1(水工学)Vol.69, No.4, 301-306.
- ・広瀬・樋口, 2015: 静止気象衛星マルチチャンネルによる全球降水ポテンシャルマップ. 千葉大学 CERES 年報, 20 号, 29-32.

ひまわり 8 号を用いた予報技術向上の検討

☆加藤 景次、阿部 真治、西村 雅人（仙台管区気象台）

要旨

宮城県において、冬季から春季にかけて山岳波を主要因として発生する暴風について、新たに運用を開始した「ひまわり 8 号」による観測の特徴を検討した。その結果、上中層水蒸気画像や中層水蒸気画像でみられた暗域の先端部で暴風が発生している特徴がみられた。また、明域の波長と暗域の領域により、暴風の領域に特徴がみられ、警報の地域や解除のタイミングに利用できる可能性があった。

1. はじめに

宮城県における西よりの暴風は、奥羽山脈を波源とする山岳波が原因となるものが多く、過去の様々な調査により、予測手法や実況監視手法が検討され、現業作業でその手法を用いている。本調査では、従来の「ひまわり 7 号」に比べ、時間的・空間的分解能が高精細、高頻度化した「ひまわり 8 号」の水蒸気画像を中心とした観測データを用い、西よりの暴風について、衛星画像での特徴と警報運用への利用について検討した。なお、平成 28 年度から 3 カ年の予報技術検討会では、「警報の精度向上に資する予報技術の検討」をテーマとして、新しい観測資料を活用した予報技術について検討を進めている。その中で、「ひまわり 8 号」の資料を積極的に活用するよう示されており、本調査は平成 29 年度予報技術検討会に向けた中間報告としてまとめたものである。

2. 調査方法とデータ及び対象事例

調査は、多画面ツールにより、以下の観測データを用いて、2016 年 4 月 15 日の暴風事例を対象に行った。なお、本事例は現業作業で用いている暴風判定アプリにて、昼前から夕方にかけて暴風判定（東部型）がされた事例である。

【ひまわり 8 号データ】（5 分間隔）

- ・上層水蒸気画像（6.2 μm ）：以下、WV 1
- ・上中層水蒸気画像（6.9 μm ）：以下、WV 2
- ・中層水蒸気画像（7.3 μm ）以下、WV 3

3. 総観場及び実況

図 1 に、15 日 9 時の地上天気図を示す。低気圧が千島近海にあって、寒冷前線が日本の東にのびていた。一方、高気圧が日本海西部にあって北日本から東日本は、西高東低の気圧配置となっており、東北地方は気圧の傾きが大きく、強い西よりの風が吹きやすい場であった。同時刻の高層天気図（図略）では、500 hPa のトラフは三陸沖に進み、上層は北西流場へ移行していた。850 hPa は東北地方には M 3 $^{\circ}\text{C}$ 以下の寒気が流入し、秋田で北西の風が 25 kt を観測する寒気移流の場

であった。表 1 に、当日の最大風速の強かった地点と起時を示す。宮城県では東部を中心に 15 m/s 以上の強風となり、名取では昼過ぎに 21.5 m/s の非常に強い風を観測した。アメダスの推移は、11 時過ぎに東部で注意報級の風から、各地急速に風が強まり、名取では 11 時 30 分に 18 m/s の警報級となった（図 2）。その後、名取を含め、東部の沿岸部を中心とした強風域は概ね 15 時まで続き、夕方以降は弱まりながらも強風域は西部へ移動し、夜のはじめ頃に風速は弱まった。

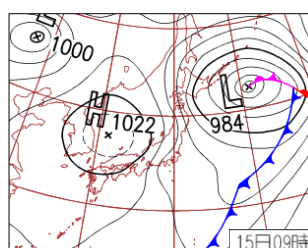


図 1. 地上天気図 4 月 15 日 9 時

表 1. 主な地点の最大風速

地点	最大風速	起時
名取	21.5m/s	12:38
江ノ島	17.2m/s	15:01
古川	16.0m/s	14:23
石巻	15.9m/s	12:04
仙台	15.6m/s	12:37

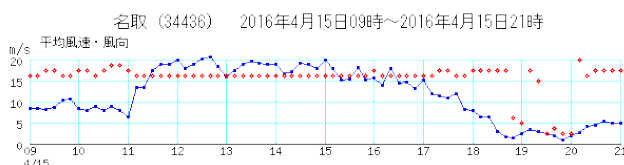
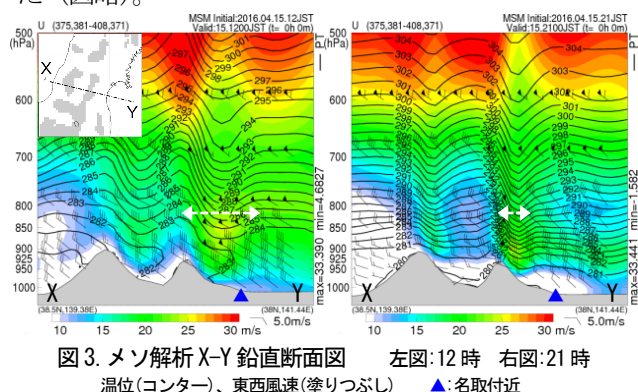


図 2. 名取の風向風速時系列グラフ
風向(赤色点)、風速(青色線)

4. メソ解析

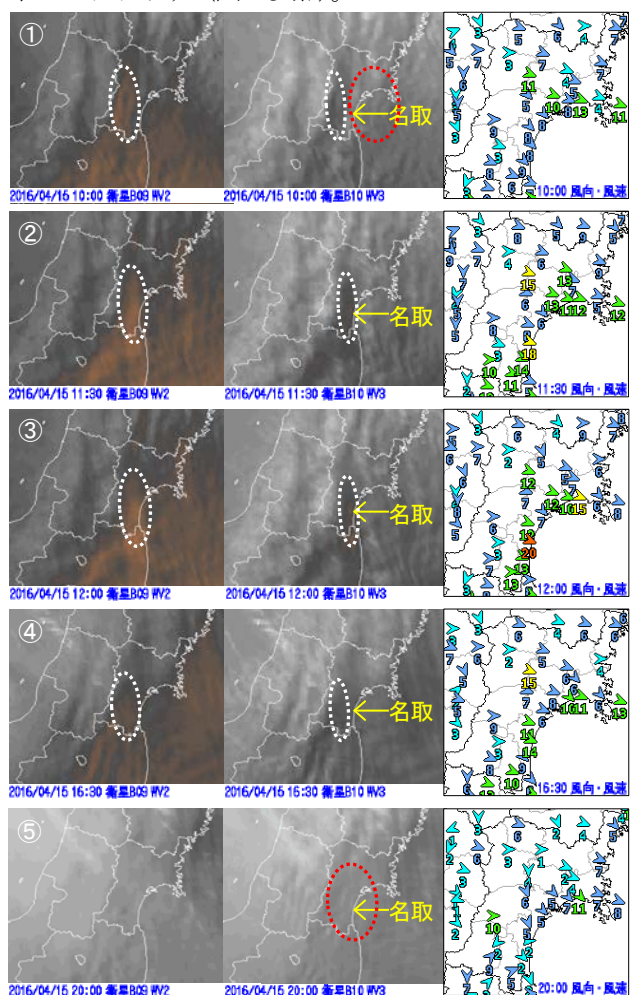
図 3 に、メソ解析の 12 時と 21 時の風速・温位断面図を示す。流線とみなすことができる等温位線は、山脈風下側での振幅が大きく、山岳波の発生・発達を示唆している。山岳波に伴う鉛直流により、温位の水平経度が増大し、それによる気圧差が下層の西風を加速している様子が表れている。実況監視手法の一つである酒田-仙台間の海面更正気圧差（警報発表のトリガは 6.0 hPa 以上）は 11 時に 6.0 hPa となり、12 時には最大気圧差 6.7 hPa となっており、気圧変化の推移からも宮城県で暴風となる特徴を示していた（図略）。また、上空の波長は昼過ぎにかけて長くなり、波長の長い山岳波となるも、夕方以降その波長は時間の経過と共に短くなった（図 3 白矢印）。山岳波の発生・発達には、風上側である日本海側の成層状態が寄与するため、メ

メソ解析で断面図 X 地点におけるエマグラムの時間変化をみると、12 時から 700 hPa は昇温し、安定層が形成されており、山岳波を発達させる成層状態となっていた (図略)。



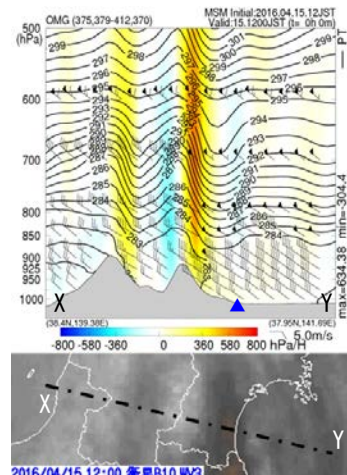
5. 衛星画像と実況およびメソ解析との比較

各水蒸気画像で調査を行ったが、WV 1 では顕著な特徴がみられなかった。このため、WV 2・WV 3 について、アメダス風との関連性と合わせステージ毎の特徴を以下のとおり示す (図 4 参照)。



- ①: (10 時 00 分) 上層トラフ通過後、WV 2 で明瞭な暗域が県内に広がる。WV 3 でも暗域が西部から次第に東部へ明瞭化しながら東進しているが、東部では波長の短い明域があり、注意報級の風となっている。
- ②: (11 時 30 分) WV 2 と WV 3 は暗化が進み、暗域先端の東部で風が強まり、警報級となる。
- ③: (12 時 00 分) WV 2 と WV 3 は更に暗化が顕著となり、暗域先端部での名取で 20 m/s 以上の暴風を観測。
- ④: (16 時 30 分) WV 2 の暗域は領域を縮小し、WV 3 の暗域も不明瞭化。その領域は西部へ中心を移す。東部での暴風は弱まり、強風域は沿岸部から内陸へ移動した。
- ⑤: (20 時 00 分) WV 2・WV 3 共に暗域は不明瞭化。山岳波を示唆する波長の短い明域が県内を広く覆い、風は弱まり注意報級未満となる。

これらから、暴風は WV 3 の顕著な暗域先端部で発生し、WV 2 や WV 3 でみられる暗域は、上中層から中層へ、沈降や山岳波による下降流が次第に顕著となっているものが観測されていると考えられ、風の推移との対応が良い。また、明域の波長も風の推移と対応しており、風下山岳波理論にも整合している。下降流を 12 時の温位・上昇流断面図 (図 5) のメソ解析で見ると、山脈風下側の太平洋側で上空の高温位が下層へ及び、顕著な下降流域も解析される。WV 3 画像での暗域の西側で、沈降による乾燥域流入と下降流の強化により、暗域の先端部で暴風が観測されたものと思われる。また、仙台のウィンドプロファイラでも、12 時 30 分頃から 1 km 以下で下降流と風の強まりが観測されていた (図略)。



6. まとめ

衛星水蒸気画像から、顕著な沈降や下降流が示唆される中層にまで達する暗域がみられ、その動向と県内における風の推移を確認できた。これらから、予測資料や現在用いている様々な判定ツールに加え、ひまわり 8 号の衛星水蒸気画像にみられる特徴から、警報の発表や解除のタイミングを検討できる可能性がある。今後、事例解析や更なる事後検証を重ね、実用性に向けて定量的な調査を行う必要がある。

参考文献: 平成 27 年度管内予報技術検討会 1-2 予報作業における LFM 活用の検討

畳込みニューラルネットワークを用いた雲量計測手法

徳竹 正行[†] 富岡 洋一[†] 小平 行秀[†] 齋藤 寛[†]

[†]会津大学 コンピュータ理工学部 コンピュータ理工学科

{s1220034, ytomioka, kohira, hiroshis}@u-aizu.ac.jp

要項

本稿では、畳込みニューラルネットワークを用いて雲量を自動計測する手法を提案する。色相や彩度、雲形の異なる様々な空模様イメージを収集し、小領域毎に空、雲、地上の3領域に分類する分類問題のデータセットを作成した。本データセットを用いて構築した分類器により、入力画像から空領域と雲領域を抽出することで雲量を計測する。実験では、平均で93.8%の分類精度を達成し、5.4%の誤差で雲量を計測できた。

1. はじめに

近年、大雨による土砂災害等が多く発生しており、大雨の早期発見が重要な課題となっている。地域の気象特性に依存した大雨予測の精度向上のため、小型気象レーダを使った地域密着型の気象予測が注目されている。しかし、高額な設置費用のために小型気象レーダを広く導入することは難しい。そこで本研究では、雲量と雲形を自動計測可能な安価な気象イメージセンサノードを開発し、多地点で雨雲の有無を監視することで大雨の早期発見に貢献することを狙っている。本稿では、その第一歩として空模様イメージからの雲領域抽出及び雲量計測手法について報告する。

文献[1]では画像を小領域に分割し、彩度平均を用いて小領域毎に雲の有無を決定する手法が提案されている。しかし、対象の雲の高度、種類によっても適切な判別閾値を調整する必要がある、十分な精度は達成していない。本稿では、判別閾値の調整を必要としない方法として、畳込みニューラルネットワークに基づく分類器により雲量を自動計測する手法を提案する。

2. 提案の雲量計測手法の概要

図1に示すように空模様イメージを小領域（ブロック）に分割する。各ブロックを分類器に入力し、雲、空、地上領域の3クラスに分類する。分類器には畳込みニューラルネットワークを採用した。本分類器を用いて地上領域を除去し、抽出した雲のブロック数を雲と空の合計ブロック数で割ることで雲量を自動計測する。

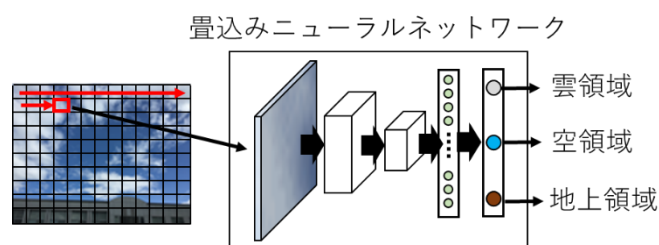


図1 各ブロックの雲、空、地上領域への分類。

3. 畳込みニューラルネットワークモデルの学習

インターネットから収集した空模様イメージと会津大学に設置中のイメージセンサノードから収集した711枚の空模様イメージを用いて学習と評価用のデータセットを作成した。各空画像から28×28画素の小領域を抽出し、人手で空、雲、地上の3クラスに分類することで、16691サンプルの学習データセットと5564サンプルの評価データセットを作成した。表1に学習データと評価データの空、雲、地上の画像枚数を示す。色相、彩度、雲形、撮影カメラの異なる空模様イメージから収集したサンプルを用いて、様々な空模様イメージに対応可能な分類器を構築する。

実験には、Core i7-7700K 4.2GHz、16GB メモリ、NVIDIA GTX1080を搭載したデスクトップPCを用いた。深層学習フレームワークとしてCaffeを用い、学習エポック数は20、学習率は0.01とした。

学習モデルとしてLeNet5 [2]の入力を3チャンネルのカラー画像に拡張した構造とAlexNet [3]の2種類を用いた。LeNet5、AlexNetの入力層のサイズはそれぞれ28×28、227×227とし、AlexNetの学習ではサンプルを256×256にリサイズした後227×227に切り取って入力した。これらのモデルを用いて構築し

表 1 作成したデータセット

	雲	空	地上
学習	10574	4079	2038
評価	3525	1360	679

表 2 表 1 の評価データに対する
3 クラス分類精度と処理時間

モデル	精度	処理時間
AlexNet	96.34%	6.0 ms/block
LeNet5	96.31%	0.2 ms/block

表 3 雲量自動計測結果

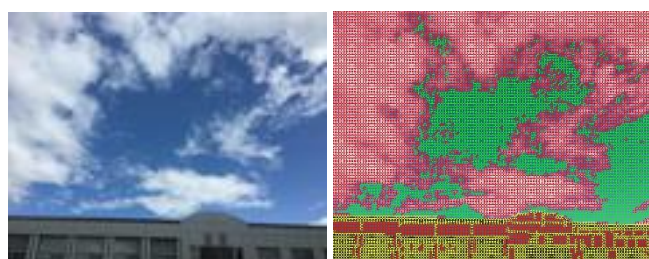
	ブロック数 (雲/空/地上)	分類 精度	雲量		
			正解値	測定値	誤差
Data1	6604/2331/1157	96.9%	69.0%	73.9%	+4.9%
Data2	760/149/267	86.3%	64.6%	69.8%	+5.2%
Data3	785/125/293	99.2%	65.3%	65.0%	-0.3%
Data4	497/249/290	91.7%	47.9%	54.3%	+6.4%
Data5	1172/132/226	94.9%	79.8%	89.8%	+10.0%
Ave.		93.8%	Absolute Ave.		5.4%

た 3 クラス分類器の評価データセットに対する精度と 1 ブロックあたりの処理時間を表 2 に示す。2 つのモデルでほぼ同精度を達成しており、処理時間は LeNet5 の方が少ないため以降の実験では LeNet5 を用いた。

4. 雲量計測の評価実験

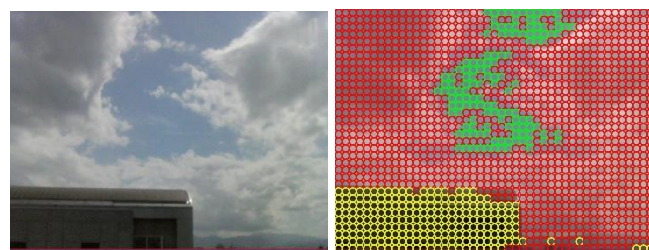
5 枚の日中の空模様イメージに対して、3 クラス分類器を用いて各ブロックを分類したときの精度と雲量の計測結果を表 3 に示す。ブロックサイズは 28×28 画素とした。この実験では、平均で 93.8% の分類精度を達成し、5.4% の誤差で雲量を計測できた。例として Data1, Data5 の入力画像とその分類結果を図 2, 図 3 に示す。図中の赤丸、緑丸、黄丸はそれぞれ雲、空、地上領域を表す。

構築した分類器は人が空領域として分類した薄雲



(a) 入力画像 (b) 出力画像

図 2 Data1 に対する分類例。



(a) 入力画像 (b) 出力画像

図 3 Data5 に対する分類例。

も雲領域として過抽出する傾向があるため、全体的に誤差がプラスとなった。このため、薄雲をどこまで検出するかを専門家の計測手法に従って適切に調整する必要がある。また、Data2 等で分類精度が低下した主な原因は地上の白色領域を雲領域としたり、地上と空の境界で地上領域を過抽出したことであった。今後は地上画像のサンプルを増やすとともに、朝から夕方にかけてより多くの空模様イメージを収集し、より多様な空模様イメージに対応した雲量計測の実現を目指す。また、空模様イメージの解像度や雲の種類に応じて、適切にブロックサイズを決定する方法についても検討する。

5. まとめ

畳込みニューラルネットワークを用いた雲量計測手法を提案し、実験では平均で誤差 5.4% の自動計測を達成した。今後は分類精度向上のために、より多様な学習サンプルを収集するとともに、薄雲の判定の調整やブロックサイズの最適化に取り組む。

参考文献

- [1] 高野松美, “雲監視装置による全雲量算出方法とその結果,” 高層気象台彙報(67), 2007-03.
- [2] LeCun, Y., Bottou, L., Bengio, Y., and Haffner, P. (1998d). “Gradient-based learning applied to document recognition.” Proceedings of the IEEE, 86(11), 2278–2324, 1998.
- [3] A. Krizhevsky, I. Sutskever, and G. E. Hinton, “Imagenet classification with deep convolutional neural networks,” in Advances in Neural Information Processing Systems 25, pp. 1097–1105, 2012

ドローン(UAV)を用いた秋田上空における二酸化炭素の鉛直分布観測

○井上 誠¹, 芳賀 ゆうみ¹, 永吉 武志¹, 間所 洋和¹, 高階 史章¹, 木口 倫¹, 森野 勇²

¹秋田県立大学, ²国立環境研究所

要旨

秋田県立大学では、2017年3月にドローン(UAV)を用いた温室効果ガス観測手法の開発に向けた研究を開始した。UAV 下部に測定装置を搭載する専用のマウントを設計し、アルミ材と樹脂を用いて試作した後、キャンパス内で観測飛行を繰り返し実施した。その結果、UAV による地上から 500m までの二酸化炭素濃度データを 9 月に初めて取得することができた。講演では、観測結果や今後の展開についても発表する予定である。

1. はじめに

温室効果ガスは、地球環境や気候に大きな影響を及ぼす重要な大気物質である。主要な温室効果ガスの 1 つである二酸化炭素(CO₂)の増加を抑制することが課題となっているが、化石燃料の燃焼や森林等の土地利用の変化によって CO₂ は増加し続けており、地球の平均気温が今後も上昇すると予測されている。上空の CO₂ 濃度の鉛直分布を高精度で計測する方法は、観測機材を搭載して行う航空機観測(Machida et al., 2008)やゴム気球に測器を吊り下げて実施する観測(Nakazawa et al., 1995)のような大掛かりな観測に限られていたため、市街地・森林スケールでの温室効果ガス分布の詳細についてはよく分かっていない。そこで、比較的安価で手軽に扱えるドローン(UAV)を用いて温室効果ガスの鉛直分布を高精度に観測する方法を開発することを本研究の目的とする。CO₂ 濃度測定装置を搭載した UAV の飛行観測を秋田県内で繰り返し実施し、森林や市街地、農耕地上空における濃度分布の特徴を明らかにすることを目指す。

2. UAV と搭載する CO₂ 濃度測定装置

本研究で使用する UAV は、DJI 社製の Matrice 600 である(図 1)。CO₂ 濃度の観測には LI-COR 社製の LI-840A CO₂/H₂O アナライザーを用いた。外気吸引用の電動ポンプ、データ

を蓄積するためのログーは、市販品を使用した。これらを搭載するために、UAV の下部に専用のマウントを設計し、アルミ材と樹脂を用いて試作を行った。秋田県立大学のキャンパス内で飛行試験を週に 2 回程度の割合で実施し、機体の動作性能や飛行可能時間、観測高度範囲などを調べた(図 2)。

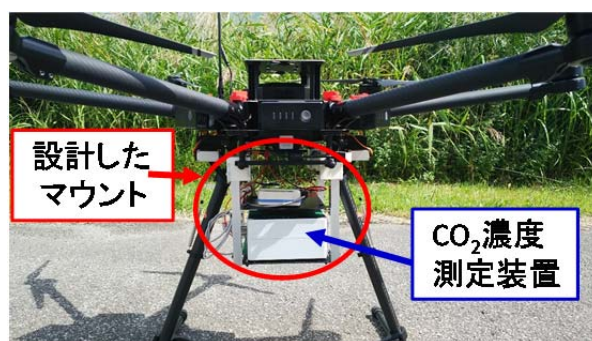


図 1 本研究で使用した UAV および機体下部に搭載した CO₂ 濃度測定装置。



図 2 秋田県立大学大湯キャンパスでの飛行試験の様子。

3. 観測結果

大潟キャンパスで 2017 年 9 月に実施した 3 回の UAV 観測プロファイル結果を示す。観測の際には CO₂ 濃度測定装置のセル温度が 50℃ に達するまで暖機運転を行った上で UAV を飛行させ、指定された高度(9 月 15 日の例では地上、10m、50m、100m、150m、200m)で静止し、CO₂ 濃度を各高度で 10 秒間測定した。

9 月 15 日の飛行観測では、上空 200m の高度まで到達し観測データを取得した(図 3)。地上で 397.4ppm、上空 200m で 395.0ppm であり、CO₂ 濃度の鉛直変化は 2.4ppm にとどまった。9 月 19 日は、50～300m の高度で上空ほど CO₂ 濃度が高くなるという特徴がみられた(図 4)。9 月 22 日の飛行観測では、地上から 500m までの CO₂ 濃度データを取得した(図 5)。地上付近では高濃度となり、250m で最も濃度が低く、それより上空では高度とともに濃度が高くなるという分布を示した。このように、同じ 9 月でも観測日によって CO₂ 濃度分布の特徴が異なることが分かった。

今後、標準ガスを用いたデータの補正や他の観測データとの比較を実施する予定である。さらに、搭載物の軽量化等の対策を講じることで 500m より上空の観測も目指す。

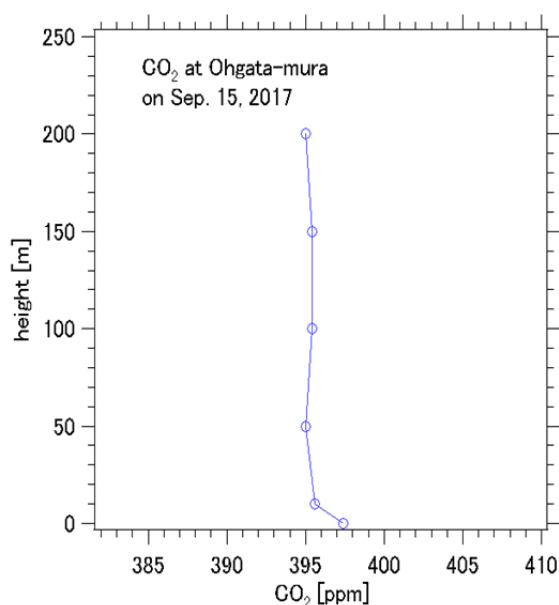


図 3 2017 年 9 月 15 日の大潟上空 200m までの CO₂ 濃度の鉛直分布。

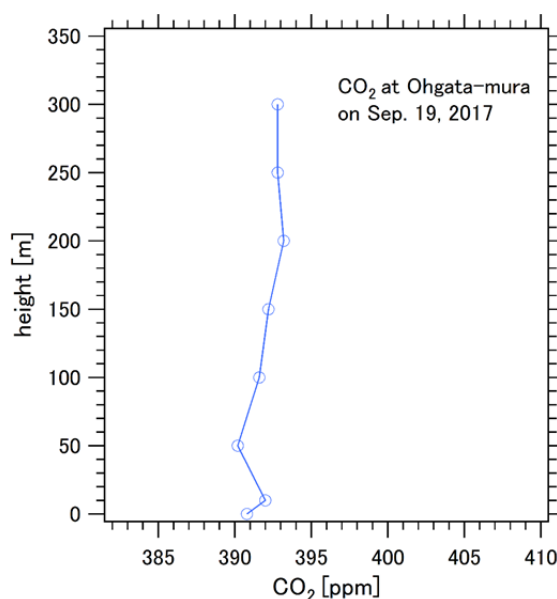


図 4 2017 年 9 月 19 日の大潟上空 300m までの CO₂ 濃度の鉛直分布。

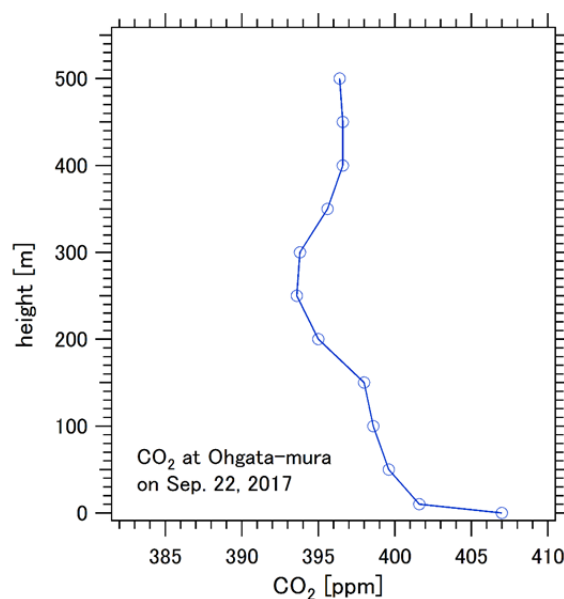


図 5 2017 年 9 月 22 日の大潟上空 500m までの CO₂ 濃度の鉛直分布。

参考文献

- Machida, T. et al., J. Atmos. Oceanic Technol., 25, 1744-1754, 2008.
- Nakazawa, T. et al., Geophys. Res. Lett., 22, 1229-1232, 1995.

岩手薮川の低温に関する一考察

○舞良 弘規 , 名越 利幸

MORYO Hiroki , NAGOSHI Toshiyuki

岩手大学教育学部

【キーワード】 薮川、低温、定点観測、気象

[要旨]

岩手県盛岡市玉山区の薮川(旧薮川小)は 1945 年に -35.0°C を記録した本州最寒の地である。本研究は旧薮川小近くに設置した自動気象観測装置(WXT520)による約半年間の観測の解析から低温が出現するメカニズムを考察した。観測地点は逆川揚水所,気象庁アメダス(薮川),岩手県岩洞ダム。期間は 2017 年 4 月 10 日~10 月 14 日。観測地点では他の 2 地点より 5°C 以上低温になる複数の事例が確認された。データとの相関から考察を行う。

1. はじめに

岩手薮川は 1945 年に氷点下 35°C 、1940 年には氷点下 31.4°C を記録した本州最寒の地域である。2017 年には 9 月に氷点下 1.1°C を記録している。薮川には気象庁のアメダスが設置されているが、一観測点しかないため低温が出現するメカニズムを解明することが難しい。そこで本研究は自走式気象観測器を設置し、長期間の観測を行うことで低温が生じるメカニズムの考察をした。

2. 方法

1) 研究方法

逆川揚水所に観測測器を設置し、アメダス、岩洞湖ダムの気象データと比較し、考察する。

2) 観測測器・観測データ

岩手県企業局の許可を得て逆川揚水所敷地内に VAISALA 製 ウェザートランスミッター WXT520 と株式会社 Field Pro 製 データロガー FieldLog LT2000 を設置した。これらは LT2000 の太陽電池により、無給電で長期間の観測を行うことが可能である。逆川揚水所は最低気温 -35°C を観測した旧薮川小学校の近くである。また、岩洞湖ダムには岩手県企業局が光進電気工業(株)製

KVS-500 (風向風速計)、FT-S(温度計)を設置しており、気象データを提供して頂いた。



図 1 観測測器



図 2 観測測器位置

題目番号 13

記録間隔は WXT520 が 1 分、アメダスが 10 分、岩洞湖ダムが 1 時間である。今回比較するデータは気温、風向、風速である。(観測期間は 2017/4/10 から 2017/10/14)

3. 結果と考察

2017/4/10~6/30 の期間で WXT520 が他の 2 地点より 5℃以上低い気温を 3 回観測した(4/11, 4/25, 5/30)。またアメダスよりも 5℃以上低い気温を 13 回観測した(4 月 4 回, 5 月 6 回, 6 月 3 回)。平均風速は逆川揚水所周辺が 1.4m/s, アメダスが 2.2m/s, 岩洞ダムが 4.1m/s(4 月)。風向は逆川揚水所周辺で西寄りの風がやや多く、アメダスでは西南西, 岩洞ダムでは北西が非常に多かった(4 月)。

図 3 気温グラフ(2017/4/10~4/30)

○事例：2017 年 4 月 11 日

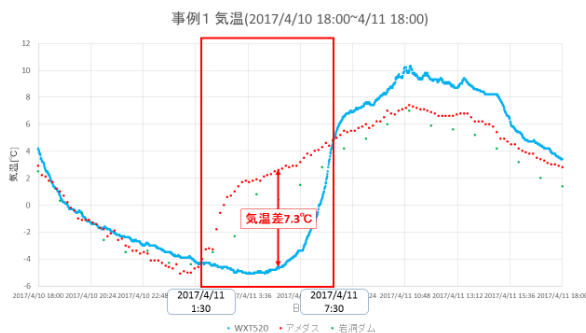


図 4 気温グラフ(2017/4/10~4/11)

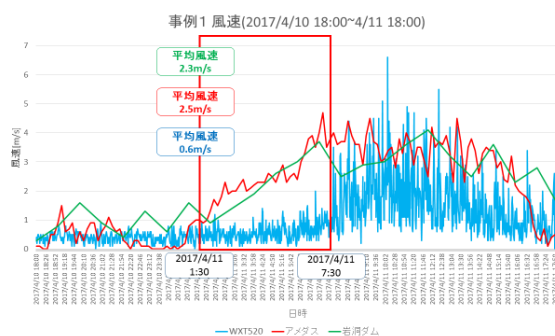


図 5 風速グラフ(2017/4/10~4/11)

2017 年 4 月 11 日 1:30~7:30 の間 WXT520 が他の観測点より低い気温を観測した。5:00 には WXT520 が氷点下 4.7℃, アメダスが 2.6℃, 岩洞ダムが 0.4℃を観測した。同じ時間帯の平均風速は逆川揚水所周辺が 0.6m/s, アメダスが 2.5m/s, 岩洞ダムが 2.3m/s であった。また, 風

向を見ると逆川揚水所近辺で東寄りの微風が吹いていることが分かった。

○事例 2: 2017 年 4 月 25 日

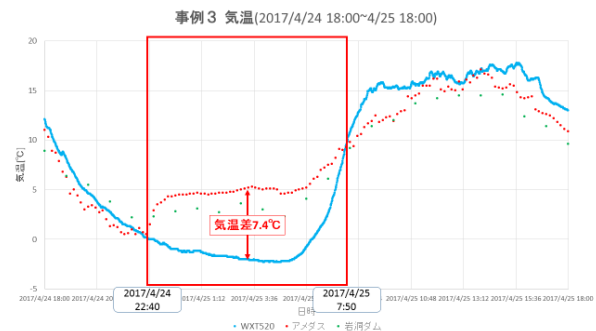


図 6 気温グラフ(2017/4/24~4/25)

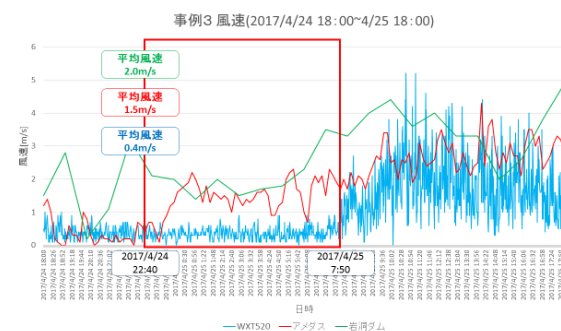


図 7 風速グラフ(2017/4/24~4/25)

2017 年 4 月 24 日 22:40~25 日 7:50 の間 WXT520 が他の観測点より低い気温を観測した。4:00 には WXT520 が氷点下 2.2℃, アメダスが 5.0℃, 岩洞ダムが 3.0℃を観測した。同じ時間帯の平均風速は逆川揚水所周辺が 0.4m/s, アメダスが 1.5m/s, 岩洞ダムが 2.0m/s であった。また, 風向を見ると逆川揚水所近辺で南寄りの微風が吹いていることが分かった。

他の事例でも逆川揚水所周辺で東から南寄りの微風が吹いていた。地形を見ると逆川揚水所は谷筋の合流する窪地に位置している。これらのことから逆川揚水所周辺では、谷から吹く風が合流し、微風となり、放射冷却の影響を強く受けると考えられる。

参考文献

- 1) 近藤純正(1987)「身近な気象の科学 熱エネルギーの流れ」東京大学出版会
- 2) 岩手放送岩手百科事典発行本部 (1988)「新版 岩手百科事典」

秋田県内積雪観測アメダスの積雪状況について

本谷 研 (秋田大学教育文化学部)

Characters of snow cover conditions and environments around the AMeDAS sites with snow depth gauge
in Akita Prefecture
Ken MOTOYA (Akita University)

要旨

気象庁が運用中のAMeDAS観測点のうち、雪の多いとされる地方では積雪深計による雪の観測が行われている。観測では、風による積雪の再配分(吹き払い、吹きだまり)がなく雪の堆積状況が一樣であることが望ましいが、観測点周辺の環境により影響を受けている場合があり得る。秋田県内の積雪観測アメダス13地点について冬季の積雪深計周辺の環境を調べたほか、光学式の積雪深計の特性に起因する問題について報告・考察する。

1. はじめに

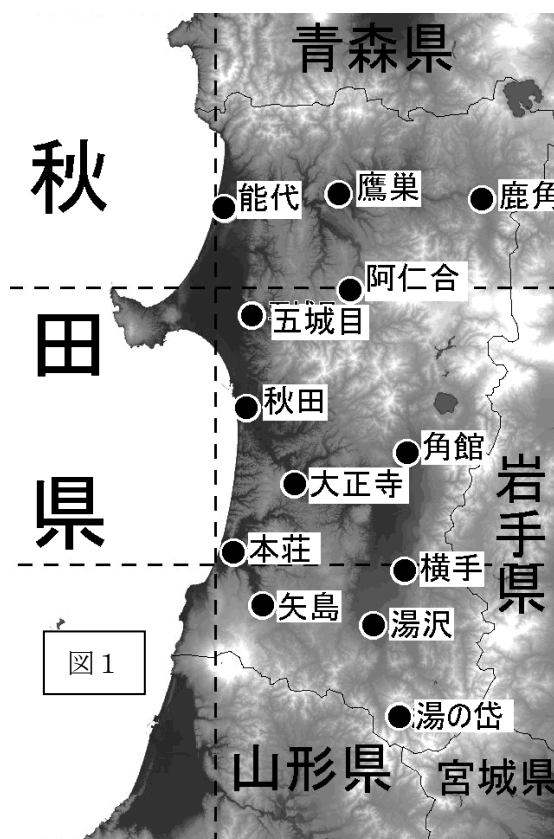
気象庁が現在運用中の AMeDAS 観測点のうち、雪の多いとされる地方の 320 箇所あまりでは積雪深計による雪の観測が行われている。観測では、積雪深観測値の空間代表性が高いこと、つまり風による積雪の再配分(吹き払い、吹きだまり)がなく雪の堆積状況が一樣であることが望ましいが、実際には地形や地物といったその周辺環境により多様な影響を受けている。2016-17 年冬季(1月から3月まで)に約2週間ごとに3,4回、秋田県内の積雪観測アメダス 13 地点についてその積雪状況を調べたほか、積雪水量(積雪重量)や全層平均積雪密度を測定し、各地点の空間代表性の差異や積雪深計の測定方法による問題についても考えたので報告する。なお、空間代表性が必ずしも高くなくとも、観測期間が長く、生活情報の一つとして地域の典型的な住環境指標として重要な観測点もあるので、注意のこと(本報告は拙速な観測地点の移転・廃止を勧めるものではない)。

2. 対象アメダス地点と積雪要素の測定

2.1 秋田県内の積雪観測アメダス

秋田県内の積雪観測アメダス 13 地点(能代、鷹巣、鹿角、五城目、阿仁合、角館、秋田、大正寺、本荘、矢島、横手、湯沢、湯の岱、図1参照)を対象とした。2016-17 冬季に光学式積雪深計を採用していた地点は阿仁合、秋田、湯沢、湯の岱の4地点で残り9地点は超音波式積雪深計による観測であった。

2.2 積雪深データおよび積雪状況の記録



各観測点の日最深積雪深データのほか、アメダスに近接した、吹き払いや吹きだまりの無い開けた場所において神室式全層積雪密度サンプラーを使って、積雪水量および積雪深、全層平均積雪密度を測定した。なお、全層平均積雪密度や積雪水量の観測では出来る限り各アメダス地点の露場に近接する場所での測定を目指したが、露場周辺の民地が入り組んでおり、進入や測定を行うことが難しい場合(五城目)はなるべく近

くの空間代表性が高そうな場所(露場の南東にある空き地)を探して測定を行った。また、積雪状況について検討するために、毎観測回に地点毎に露場周辺の様子を目視した上で、デジカメにより画像として記録した。

3. 各観測点の積雪状況

各アメダスの位置や概況は以下の通りであった。

能代：能代山本広域市町村圏組合消防本部の敷地内にあり、建物および駐車場に囲まれている。ただし、公的機関敷地内なので環境の経年変化が少ない点、および消防署員による雪板の観測が継続されていることなど、観測点としてのメリットもある。

鷹巣：市街の低層住宅地に位置し、「ろうきん」の駐車場わきにあるため、地物の影響のほか、駐車場の除雪による雪山が高くなり、場合によってはアメダス露場内への雪の進入もあり得る。ただし、冬季も確実に除雪された駐車場なので車が停めやすい。

鹿角：鹿角市役所敷地内の南西側の一角にあり、東側の建物はやや近いものの、卓越風向(北～北西)上流は水田でその方向の近接地物まで 2km 近く離れているので、空間代表性は高そうだ。

五城目：アメダス以前の委託気象観測からの経緯によるものか、集落(低層住宅地)の民地に四方を囲まれた露場をもち、南南西側から農業用ハウス越しに確認できる。地物の影響は大きいですが、観測期間が通常のアメダスに比べ長いことが期待される。

阿仁合：道路脇にありアクセスが容易であるが、周辺に地物が少ない谷地形の平坦部分に位置し、それなりの空間代表性が期待できる。ただし、光学式積雪深計であることに注意。

角館：水道局の敷地内にあり、建物および駐車場に囲まれている。ただし、公的機関敷地内なので環境の経年変化が少ない点がメリットか。

秋田：秋田地方気象台の露場であるが、敷地の南西角に位置し、比較的開けた周辺環境(卓越風向上流は道路および駐車場)を持つが、道路および駐車場の除雪管理と積雪状況による影響は受けるだろう。

大正寺：雄和新波地区の丘の上(野球場へ向かう途上)のゲートボール場の奥の崖側に位置し、取付道路周辺の樹木(露場から 20 から 30m 手前)を除けば地物は周辺にない。崖による風の吹き上げ

がないか気になるが、空間代表性は高そう。

本荘：市街の低層住宅地に位置し、南から南東側は開けているのだが、北側一帯に地物が接しているのが気になる。五城目同様委託気象観測時代からの経緯による立地か？

矢島：河川敷地と並行に走る道路との間(河川側)にあり、全方向で地物から数百メートル離れているため空間代表性が高いと期待できる。ただし、冬季は数百メートルの雪漕ぎまたはスキーやスノーシュー、かんじき等の準備が必要。

横手：市街の低層住宅地と交通量の多い道路に面し、三方を民地の建物に囲まれている。特に北西側の黄色い建物の影響が大きいほか、周辺除雪による雪山が崩れところどころ敷地内まで侵入している場合があった(積雪深計にはかろうじて達していない)。

湯沢：簡易郵便局の敷地となりのグラウンドの北東角に位置し、北東に十数 m で物置小屋に接するものの、冬季の卓越風向(北～北西)には水田が上流に 1km 以上続いており、代表性は高い。

湯の岱：阿仁合と同様に谷地形内の平坦部にあり、川岸に位置するが、近接地物(温泉施設)から 100m 程度離れており、それなりの空間代表性が期待できる。ただし、冬季駐車余地にやや困る。

4. まとめと考察

空間代表性が高いと期待されるのは、鹿角・阿仁合・大正寺・矢島・湯沢・湯の岱であるが、他の観測地点はより近隣の市街地の積雪状況を代表していると言える。また光学式積雪深計は可視(波長 650nm 程度)の赤色レーザー光が夜間などに容易に目視できるため、野生動物(足跡による推定ではキツネ?)や犬・猫などが露場に進入する可能性がある(少なくとも湯沢・湯の岱・阿仁合で足跡を確認)。対策としてより波長の長い近赤外レーザー光とする、赤外線センサ等を併用し動物が露場に接近時レーザー光を止めるなどが考えられる。

【参考 URL・文献】

- [1] 気象庁ホームページ(気象統計情報, 過去の気象データ検索, ダウンロードなど), <http://www.jma.go.jp/> (2017 年 11 月 16 日確認)。
- [2] Google map(詳細地図, 衛星画像), <https://www.google.co.jp/maps/> (2017 年 11 月 16 日確認)。

日本における日降水グリッドデータの風による捕捉損失の補正

増田 南波 (弘前大), 谷田貝 亜紀代 (弘前大), 上口 賢治 (気象庁), 田中 賢治 (京大防災研)

1. はじめに

北日本の日本海側は、冬季は世界有数の多雪地域であり、その降雪は重要な水資源である。そのため、北日本における冬季の正確な降水量評価は求められている。

雨量計による降水量の直接観測は定量性に優れているため、雨量計を基にした降水グリッドデータの開発は近年発展し続けている (Rejeevan et al., 2006; Xie et al., 2007)。中でも、雨量計を基にした日降水量グリッドデータセット (空間解像度は 0.25°) である Asian Precipitation – Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of water resource (APHRODITE) (Yatagai et al., 2009, 2012) は様々な科学的・現業的目的のために広く使われている。日本域においては高空間解像度の 0.05° グリッドで APHRO_JP (Kamiguchi et al., 2010) が公開されている。

一方で、雨量計のデータは雨量計の系統誤差を含んでいる。系統誤差は、風による捕捉損失、蒸発損失、濡れ損失、微雨が含まれ、中でも風による捕捉損失は最も大きなバイアスである。風による捕捉損失は風速の関数で表され、風が強いほどバイアスは大きく、雨よりも雪でバイアスは大きくなる事が知られている。この風による捕捉損失の補正方法については日本でも多くの研究がなされている (e. g. 吉田., 1959, 大野ほか., 1959, 横山ほか., 2003, 大宮ほか., 2017)。

上記のように、雨量計を基にした降水グリッドデータは定量性に優れるが、雨量計データに含まれる系統誤差は考慮されていない。

そこで本研究の目的は、北日本の降水量定量評価のために最適な捕捉損失の補正方法を得ることである。本研究では APHRO_JP の捕捉率補正を 3 つの異なる方法で行い、最適な補正方法を検討する。これらの異なる補正方法の比較に

は、東北域の 4 つの集水域において水収支をダムの流入量と比較する。

2. 手法

2.1 使用データ

本研究では気象庁のアメダス (Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS)) の降水量・風速・積雪深の時別値データを用いた。また、雨量計のタイプ、雨量計設置高さ、風速計設置高さをメタ情報として用いた。

風速未観測地点の補正と雨雪判別のために Dynamical Regional Downscaling Using the JRA-55 Reanalysis (DSJRA) (Kayaba et al., 2016) の時別 10m 風速、1.5m 気温、1.5m 露点温度を用いた。

ダムへの流入量との比較のために国土交通省の水文水質データベース (<http://www1.river.go.jp/>) のダムへの流入量データを用いた。

2.1. 捕捉率補正

降水量の捕捉率補正は、吉田 (1984) の補正式 (風速の関数) と横山ほか (2003) によって求められた補正係数 m を用いて行った。補正係数 m は雨量計タイプと降水形態により異なる。よって雨量計高さの風速と補正係数 m の算出が必要である。雨量計高さの風速は、雨量計高さ・風速計高さ・積雪深を用いて対数則から算出した。補正係数 m は雨量計タイプ情報と DSJRA の気温と露点温度を使って安富ほか (2011) の雨雪判別式から求めた。

2.2. 降水グリッドデータの捕捉率補正方法

方法 A: 未補正の降水量を Kamiguchi et al (2008) の手法で未補正降水グリッドを作る。これは APHRO_JP と同じ手法である。

方法 B: 降水量と風速を観測する地点の降水量を補正し内挿する。この方法では方法 A に比べて内挿地点数が 3 割減少する。

方法 C: 捕捉率をグリッド化し、未補正降水量 (方法 A) に掛け合わせて補正を行う。この方法は Adam et al (2003)を参考にした。

方法 D: 風速を観測しない地点を DSJRA の 10m 風速を用いて補正し、風速を観測する地点については方法 B と同様に補正する。これらを内挿する。方法 B と違って内挿地点数が方法 A と同じである。

2.3. ダム流入量を用いた水収支チェック

長期平均場ではダムへの流入量 (R) は降水量 (P) と蒸発散量 (E) の差と等しくなる。この理論を用いて、補正降水量グリッドの定量性を比較した。

3. 結果

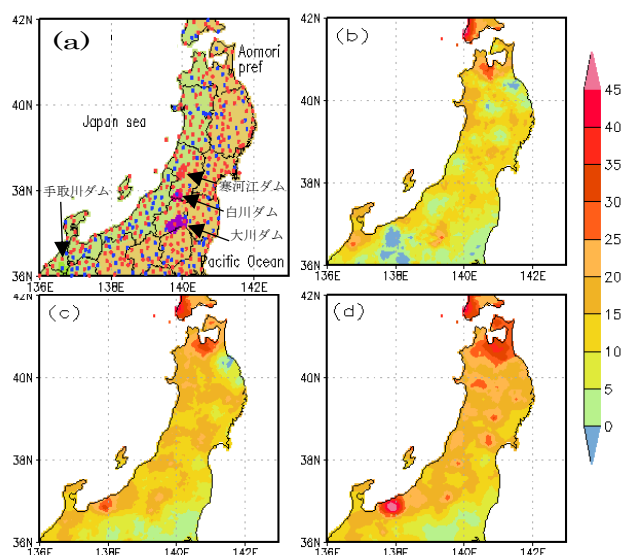


図 1 2009—2014 年 12-2 月平均月降水量の未補正降水量に対する補正降水量の降水増加率 (%)。 (b) 方法 B の補正降水量。 (c) 方法 C の補正降水量。 (d) 方法 D の補正降水量。 (a) は雨量計とダムの分布。赤：風速と降水量を観測。青：降水量のみ観測。

風速を観測しない地点を、DSJRA の風速を用いて補正して内挿した方法 (方法 D) は 2009 年-2014 年の 12-2 月の月平均陸域降水量を 16%増加させた。3 つの方法で最大の降水増加率であった。方法 B は地点数の減少により、山の上の降水量が方法 A の未補正降水グリッドよりも過小評価となったが、平均としては 9%降水量を増加させた。方法 C は方法 D よりも山の上の補正が少なかったが、平均で 12%降水量を増加させた。

この補正効果を検証するため図 (a) の 4 箇所

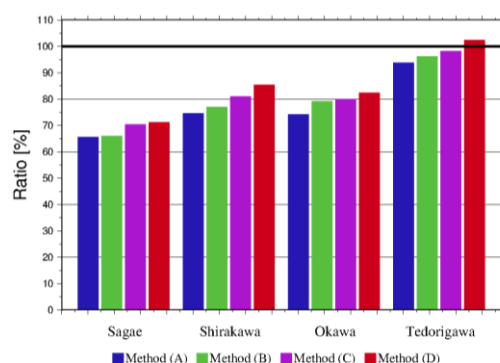


図 2 ダムへの流入量に対する降水量と蒸発散量の差の割合 (%) を示している。左から寒河江ダム・白川ダム・大川ダム・手取川ダム。青：方法 A、緑：方法 B、紫：方法 C、赤：方法 D。

のダムへの流入量 (R)と、未補正グリッド降水量 (P) および補正降水量 (P_c) を比較したものを図 2 に示す。

未補正グリッドから求めた 1 水文年 (9 月-8 月) 間の降水量 P を集水域の 1 水文年間の流入量 R は大きく上回るが、捕捉率補正を行った降水グリッドは $P < R$ ではあるが水収支誤差は小さくなった。SiBUC (Tanaka et al., 1994) による蒸発散量 (E) を用い、 R と $P-E$ を比較したところ、4 つのダムで平均して補正前は $P-E$ は R の 70%であったが、補正降水量を用いた P_c-E は R の 85%となった。

4. まとめ

本研究の方法によって APHRO_JP に日捕捉率補正を適用した結果、風速を観測しない降水量観測地点もモデルの風速を用いて補正することで、より定量性に優れた日降水量グリッドデータを作成できることが分かった。

5. 参考文献

- [1] Adam et al., J. Geophys. Res., 108(D9), 4257, doi: 10.1029/2002JD002499, 2003.
- [2] Kamiguchi et al., (2010); *Hydrological Research Letters*, 4, 60-64.
- [3] Kayaba et al. *SOLA* 12 (2016): 1-5.
- [4] Kotsuki et al., (2015): *Hydrological Research Letters* 9(1), 14-19. doi: 10.3178/hrl.9.14
- [5] 大野ほか 1998:雪氷, 60, 225-231
- [6] Tanaka et al., Sympo. on GEWEX Asian Monsoon Experiment, pp.59-62, 1994
- [7] Yasutomi et al., *Global Environ. Res* 15.2 (2011): 165-172.
- [8] Yatagai et al., (2009): *SOLA*, 5, 137-140, DOI:10.2151/sola.2009-035.
- [9] Yatagai et al., (2012): *Bulletin of American Meteorological Society*, doi:10.1175/BAMS-D-11-00122.1.
- [10] 横山ほか., 2003 : 雪氷, 65, 303-316
- [11] 吉田作松, 1959 :研究特報, 11, 207-524.

準備中

準備中

極東地域における 2016 年 1 月の大寒波についての寒気質量解析

☆山口純平・菅野湧貴・岩崎俊樹（東北大院・理）

1. はじめに

2016 年 1 月 23 日から 25 日にかけて、日本をはじめとした東アジアの各国に強い寒気が流れ込んだ。この寒波の影響で、沖縄県で 39 年ぶりのみぞれを観測、奄美大島では 115 年ぶりの降雪を観測するなど、西日本や南西諸島、台湾などでは記録的な大雪、寒さに見舞われた。この寒波は、Iwasaki et al. (2014, 以下 I14)で提案された特定温位面寒気質量解析によってよくとらえられていた。Oikawa and Kamiguchi (2016)によれば、今回の寒波における寒気質量フラックスの南向き成分の、図 2 赤枠(24 日)での領域平均値が、1981/82 年冬以来最大となっていたことが明らかになった。この特定温位面寒気質量解析法は寒気とその流れを定量的に扱うことができる手法であり、寒気の動向を調べるのには非常に有効なものとなる。本研究ではこの解析手法を用いることで、今回の寒波の起源と流出過程を明らかにする。また、どれほど極端な現象であったのかを極値理論を用いて定量化する。そしてそれらの結果から、今回の寒波が生じた原因を考察する。

2. 原理と解析手法

本研究では特定温位 $\theta_T = 280\text{K}$ 以下の大気を寒気と定義する。I14 において、寒気質量 DP 、寒気質量フラックス $\mathbf{MF}$ は次式で定義されている。

$$DP \triangleq p_s - p(\theta_T) \quad (1)$$

$$\mathbf{MF} \triangleq \int_{p(\theta_T)}^{p_s} \mathbf{v} dp \quad (2)$$

寒気の時間発展に対する風の場の影響を明らかにするために、寒気の平均速度 $\mathbf{v}_m$ を次式で導入する。

$$\mathbf{v}_m \triangleq DP^{-1} \mathbf{MF} \quad (3)$$

これにより、 DP の時間発展は次式で表されるように、 DP の移流、収束からなる断熱過程と、 DP 生成・消滅をもたらす非断熱過程とに分けて考えることができる。

$$\frac{\partial DP}{\partial t} = -(\mathbf{v}_m \cdot \nabla) DP - DP(\nabla \cdot \mathbf{v}_m) + \frac{\partial p}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} \bigg|_{\theta_T} \quad (4)$$

解析には気象庁 55 年長期再解析(Kobayashi et al., 2015)を用いた。また、各種統計量は 1966/67-2015/16 年冬(DJF)のデータを用いて算出した。寒波の顕著性を定量化するにあたり、ある期間の極値が近似的に従う確率分布である極値分布を上記期間 50 年分の年極値の分布にフィッティングすることにより、今回の寒波(2016 年 1 月 14 ~ 26 日)で解析される各種物理量の再現期間(何年に 1 度発生すると期待される現象か)の算出を行った。

3. 解析結果

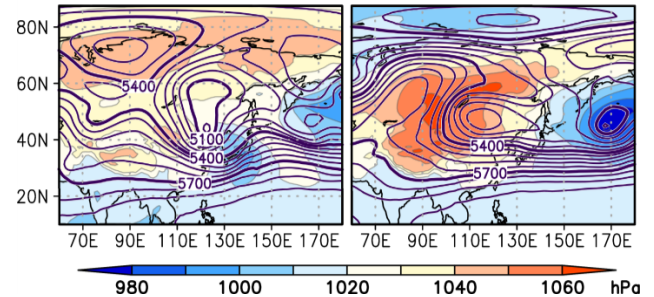


図 1. 2016 年 1 月 18 日 00UTC(左), 22 日 00UTC(右)の海面更正気圧(色; hPa)と 500hPa ジオポテンシャル高度(等値線; m)

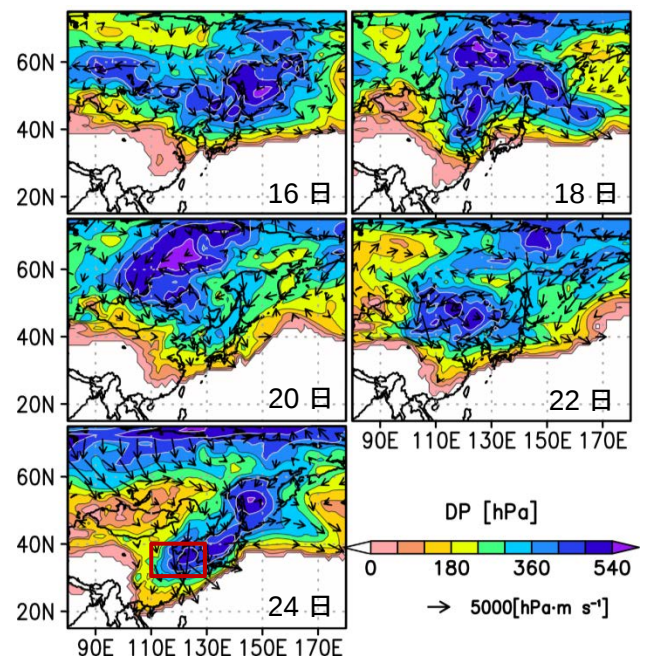


図 2. 16 ~ 24 日(いずれも 00UTC)にかけての寒気質量(色; hPa), 寒気質量フラックス(矢印)

3.1 総観場の概要

図 1 に 2016 年 1 月 18 日と 22 日の海面更正気圧と 500hPa 高度を示す。18 日にはシベリア高気圧がシベリア北部に存在していて、その直上には強いブロッキング高気圧が、南東方向には寒冷渦が存在する。18 日から 22 日にかけてシベリア高気圧は南進し、その中心気圧を増している。500hPa 等高線で 18 日に見られていたブロッキングは姿を消し、新たに中東付近から伝播してきたリッジがシベリア高気圧の北西側に位置する。また寒冷渦はシベリア高気圧の東側に存在している。

3.2 寒気質量の解析結果

図 2 に 16 ~ 24 日の寒気質量、寒気質量フラックス

スの解析結果を示す。16日0時の時点ではオホーツク海に540hPaを超える寒気塊とコルイマ低地(70°N, 150°E)にそれより小規模な寒気塊が存在している。18日には500hPa高度傾度(図1)に伴う西向きMFによって寒気塊は中央シベリア高原付近を西進していて、20日にはバイカル湖の北に達する。バイカル湖に達すると、伝播してきたリッジと寒気を伴う寒冷渦のつくる循環、そして発達したシベリア高気圧による循環が形成した南向きMFによって、寒気塊は進行方向を南に変える。22日には寒気塊はその厚さをほとんど維持したまま中国北部に到達、そして24日には寒気塊の中心は黄海付近に存在し、その南縁は南西諸島や台湾、中国南部に到達する。

3.3 寒気質量の時間発展

図3には寒気塊形成時の16日と19日のDP時間変化のうち、移流によるものと収束によるものを示している。16日には寒気がサハ共和国南部の低地付近(62°N, 132°E)に収束して発達している。しかしながら収束が寒気の発達に重要な役割を果たしたのはこの日のみで、19日になると時間発展は移流が卓越し、大スケールの収束は見られない。

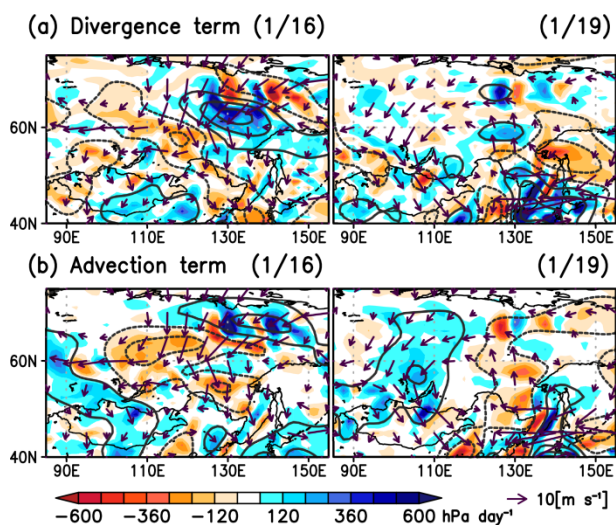


図3. 16日00UTC(左)と19日00UTC(右)のDP時間変化の発散による寄与(a), 移流による寄与(b). 矢印は $\mathbf{v}_m$. 等値線は各項を平滑化したもの(80hPa day⁻¹)

4. 今回の寒波の珍しさ

図4に今回の寒波で解析された、DP、MF、 $\mathbf{v}_m$ の再現期間の分布図を示す。DPの再現期間はオホーツク海や中央シベリア付近では2年以下と珍しくないが、バイカル湖の南から南へ行くにしたがって増加し、九州南部で50年、華南で200年を超える。DPのみならず、Oikawa and Kamiguchi (2016)で指摘されたMFや $\mathbf{v}_m$ も再現期間が20年を超える領域が目立ち、今回の寒波は、寒気の量のみならず、それをもたらした風の間も顕著だったということが分かる。

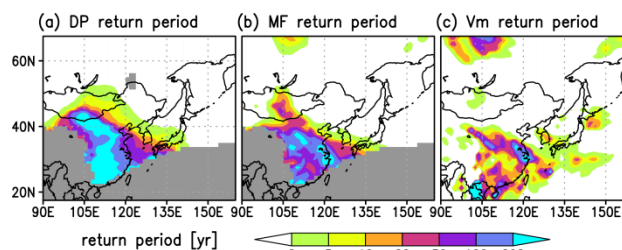


図4. 今回の寒波での(a) DP, (b) MF, (c) $\mathbf{v}_m$ の再現期間

5. まとめと考察

2016年1月に東アジアで発生した大寒波について、その発生過程の模式図を図5に示す。16日にオホーツク海とコルイマ低地に存在していた寒気塊がシベリア北東部に収束したのち西進しバイカル湖に到達する。20日頃以降には寒冷渦と伝播してきたリッジの間で且つシベリア高気圧が強い東西気圧傾度を形成している位置に存在する寒気塊が強い南向きMFとして南進、24日には寒気塊の南縁が南西諸島や華南まで到達する。寒気塊が移動、流出するまでの期間ではDPの大きさ自体の変化率は小さい一方、再現期間で見るとバイカル湖に達するまでは珍しくなく、その後南進するにつれ顕著性を増して行くという結果になった。バイカル湖付近や中央シベリアは冬季の寒気の蓄積域になっていて、冬季平均のDPは300~400hPaに達する。一方バイカル湖付近はDP気候値の傾度が大きくなっていて、バイカル湖の南、モンゴル付近では200hPa以下となる(Shoji et al., 2014)。このオホーツク海や中央シベリアにおいて気候学的に大量に存在していた寒気塊が、ブロッキングと寒冷渦が形成した西風、対流圏下層から中層までにわたる強い北風によって移流したことが、今回の大寒波が発生した原因であると考えられる。

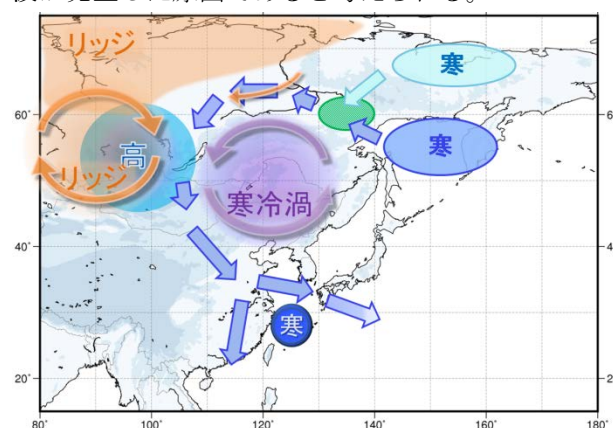


図5. 寒波発生過程の模式図

参考文献

- Iwasaki et al., *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230-2243 (2014)
- Kobayashi et al., *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48 (2015)
- Oikawa and Kamiguchi, *TCC News*, **44**, 6-13 (2016)
- Shoji et al., *Journal of Climate*, **27**, 9337-9348 (2014)

青森市における地形性降雪の影響要因

○高橋采伽・石田祐宣（弘前大・院・理工）

1, はじめに

青森県はいくつもの山地を有し、中でも青森県西部は複雑な地形をしている。力石・林 (1995) は、季節風が八甲田山系を迂回する南西風と津軽山地に沿って吹く北西風が青森平野西部で収束し、上昇気流が発生することにより雪雲が形成され、青森市に大雪を降らせると述べている。そのため青森市は局地的な降雪が多く、また日本有数の豪雪地帯として知られている。そして、気象庁メソ数値予報モデル(MSM) GPV を用いた解析で、800 hPa 面より下層の気流が強安定(フルード数が <1)であり、800 hPa 面において風速約 10~20 m/s の西~北西風が吹くとき、青森市に局所的な大雪が降ることがわかった(高橋ほか、2016)。しかし、この条件が揃ったときに必ずしも青森市で局所的な大雪が降っているわけではない。よって本研究ではさらに予報へ役立てるため、気温と水蒸気フラックスの収束と降雪量の関係を検討したので結果を紹介する。

2, 対象期間と方法

対象期間は 2014 年 12 月~2015 年 2 月とし、高橋ほか(2016)で提唱した条件、すなわち八甲田山系の風上付近(青森市浪岡)で MSM GPV の解析結果が 800 hPa 面より下層の気流が強安定であり、かつ 800 hPa 面で風速約 10~20 m/s の西~北西風が吹いていたデータを対象期間より選び出した(全データ数: 252 個)。

方法として、選び出された 252 個の日時

における気象庁 AMeDAS の青森で観測された降雪量の 3 時間積算値と MSM GPV を用いて解析した 850、900、925、950、975 hPa 面における水蒸気フラックスの収束、および気温との関係を検討した。ここで、水蒸気フラックスの収束および気温は青森市と八甲田山系の風上付近のデータを用いた。

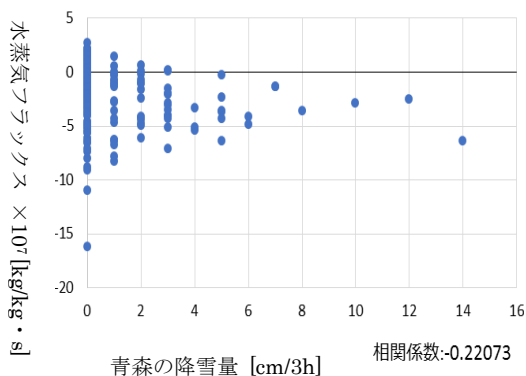


図 1 青森市の 950 hPa 面における水蒸気フラックスの収束と降雪量の関係

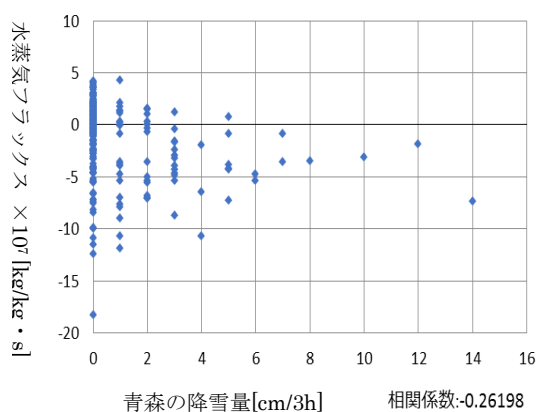


図 2 八甲田山系風下付近の 925 hPa における水蒸気フラックスの収束と降雪量の関係

3, 結果と考察

青森の降雪量と各高度の水蒸気フラックスの収束の関係を見たところ(図 1、2)、青森市の 950 hPa 面および八甲田山系風上付近の 925 hPa 面における水蒸気フラックスの収束と降雪量に弱い相関があるとわかった。

図 3、4 には水蒸気フラックスの収束および下層の気温と降雪量との関係を示した。大雪が降るためには水蒸気フラックスがより収束しているか、または迂回する山塊山頂より下層がより低温であることが必要であると考えられる。逆に上記の条件にも関わらず降雪量 0 cm と記録されているデータが存在するが、これらの事例では該当時刻前後に降雪が発生しているか、大雪が降る前であった。また、図中の左下(低温で水蒸気フラックスの収束が大きい条件)にデータが見られないのは、そもそも低温では飽和水蒸気量の絶対値が小さいため、水蒸気フラックスの収束の絶対値が小さくなるからであると考えた。

4, まとめと今後の課題

青森市における地形性降雪の必要条件は、800 hPa 面で風速約 10~20 m/s の西～北西風が吹くとき、かつ、水蒸気フラックスがより収束しているか、または下層

が低温であることだとわかった。今後はフルード数と降雪量の関係を検討していく予定である。

[参考文献]

高橋采伽, 猪股南, 石田祐宣 (2016): 青森県西部の地形が青森市・弘前市の降雪に与える影響. 東北の雪と生活, **31**, 8-10.

力石國男, 林繁幸 (1995): 地形による風の収束と青森市の降雪. 雪氷, **57**, 221-228.

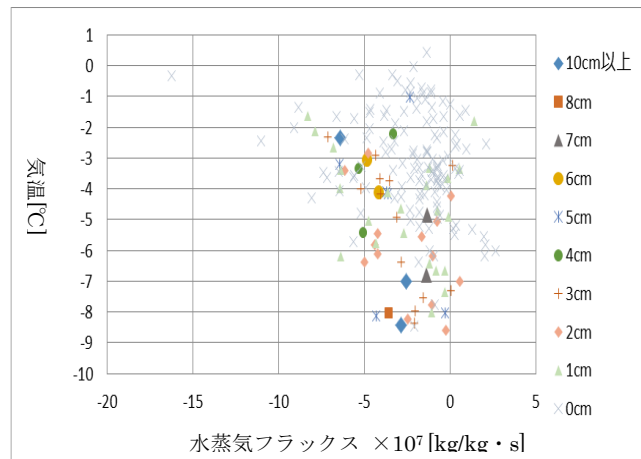


図 3 青森市の 950 hPa 面における水蒸気フラックスの収束と気温と降雪の関係(凡例は降雪量を表す)

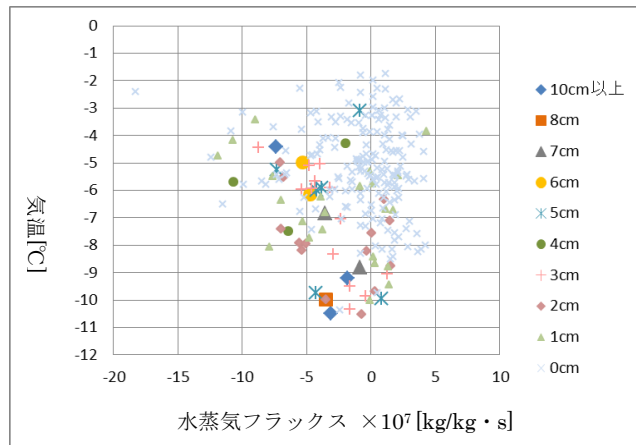


図 4 八甲田山系風下付近の 925 hPa 面における水蒸気フラックスの収束と気温と降雪の関係(凡例は降雪量を表す)

Meso 循環と放射性物質の輸送・拡散

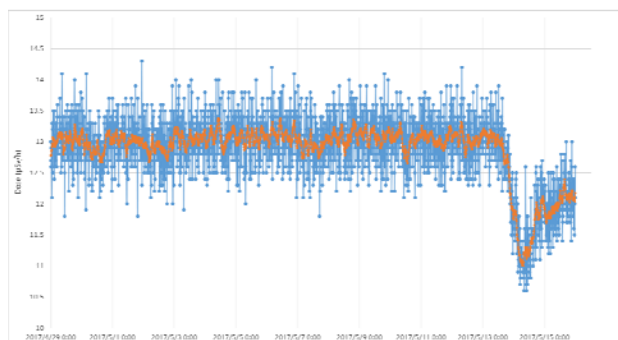
*渡邊 明 (福島大・理工)

1. はじめに

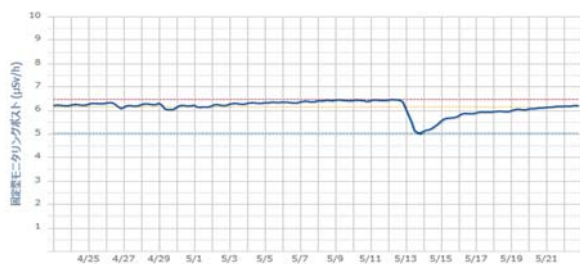
東京電力福島第一原子力発電所事故で一般環境中に放出され、森林に沈着した多くの放射性物質は、当初、葉面や樹木に沈着したが、時間とともにその多くは litter 層や土壌に移行し (林野庁, 2014), 堆積している。一方、森林火災の可燃物の主体は、この litter 層で、森林火災のたびに空間線量率の増加が問題になる。しかし、日々の空間線量率は ^{222}Rn の土壌中からの放出や降雨で極めて多くの変動があり、森林火災の影響を評価することが困難である。ここでは、2017 年 4 月 29 日 16 時 24 分に森林火災を覚知し、2017 年 5 月 10 日 15 時 05 分に鎮火を確認した双葉郡浪江町で 75ha の森林を消失した時に発生した線量率変動と、鎮火確認後 100 倍にも増加した放射性物質の大気中濃度について、その発生要因を meso 循環の観点から報告する。

2. 線量率変化

福島大学では、事故後自治体職員の監視のために高線量域に立ち入ることなく線量率監視ができるように、線量率計と気象計を携帯電話で監視できるシステムを開発し、双葉郡浪江町に 3 点、大熊町に 2 点 2012 年 2 月から 2017 年 7 月まで設置した。その中で、今回火災現場に近い浪江町大字井手字大高倉では、地上 1m の線量率と気象要素を 10 分間毎に計測していた。その線量率変動を第 1 図に示す。なお、同図には 2 時間ごとの移動平均値も示した。



第 1 図 2017 年 4 月 29 日から 5 月 15 日までの大高倉における 10 分間毎の線量率変化 線は 2 時間移動平均値

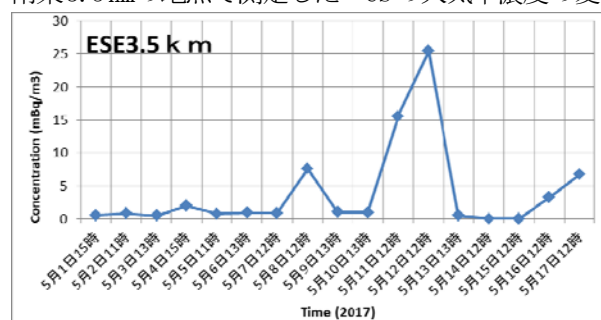


第 2 図双葉町山田における線量率変動 (規制庁データ)

動平均値も示した。5 月 13 日降水が観測された 17 時ごろから線量率が減少するまで、直線回帰式で近似すると、 $0.067 \mu\text{Sv/h}$ の上昇が認められた。これは規制庁が計測している双葉郡山田でも第 2 図のとおり約 $0.5 \mu\text{Sv/h}$ の線量率増加が観測されている。これらは山林火災で litter 層が燃焼し、燃焼煙が plume として通過することによって線量率が上昇するというのではなく、放射性物質が刻々と沈着することで線量率が増加していると考えられる変化である。この沈着過程を局地循環から説明できるかどうかを検討する。

3. 放射性物質の大気中濃度変化

福島県はこの山林火災に伴い 5 月 1 日より火災域の周辺で放射性物質の大気中濃度をダストサンプラーで約 3 時間捕集して計測した。第 3 図は森林火災域の東南東 3.5 km の地点で測定した ^{137}Cs の大気中濃度の変化

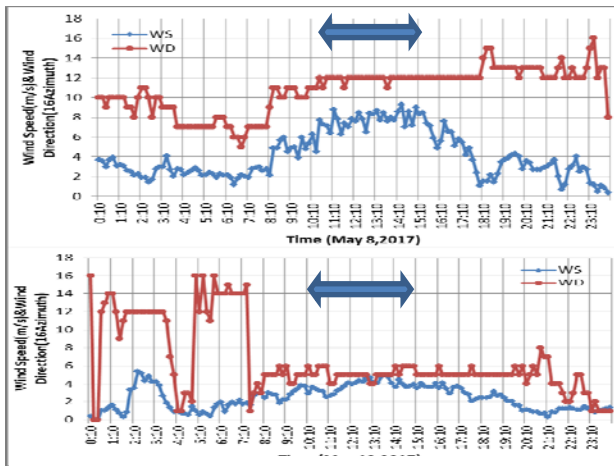


第 3 図 石熊公民館における ^{137}Cs の大気中濃度の推移 (福島県臨時計測データ)

で、5 月 4 日、8 日と高濃度になり、鎮火後の 5 月 12 日には 25.47mBq/m^3 と最も高濃度を示した。この時事事故後 6 年 2 ヶ月が経過しており、森林火災前までは ND (0.3mBq/m^3 以下) であったが、こうした高濃度が出現したのは、鎮火後の燃焼灰が飛散した可能性が高い。また、前述で述べた線量率変化も、高線量のプルームが通過したというより、徐々に燃焼灰などの沈着により線量率が増加したような変動を示している。

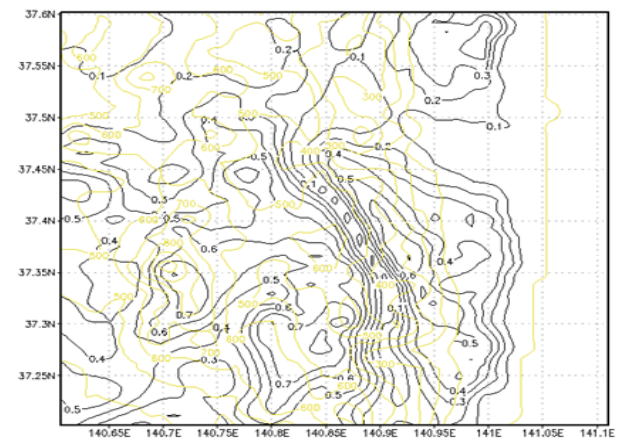
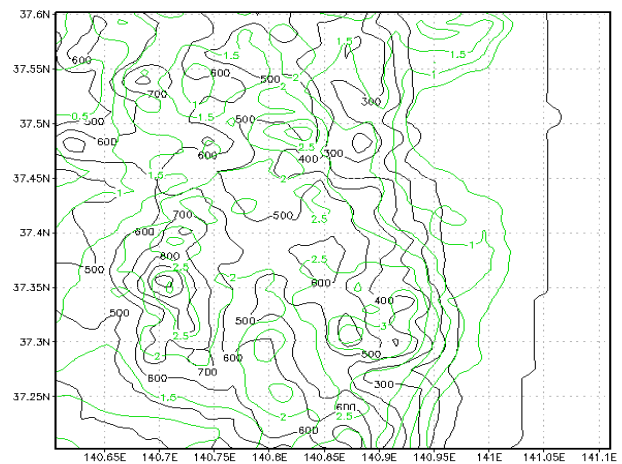
4. Neso 循環場の解析

相対的に ^{137}Cs が高線量示した 5 月 8 日と 12 日を比較しながら、燃焼灰の飛散が観測域に飛散する可能性があるかどうか大気循環の立場から検討した。第 4 図は、森林火災域の北東 6.2 km にある浪江のアメダス観測地点の風向 (16 方位)・風速を示したものである。グラフ上部の矢印はダストサンプラーによる採取時間を示している。特に、サンプリング時間帯の風向・風速をみると、5 月 8 日の場合は観測時に地上風としては 8m/s を超える強風で、西風が吹いており、燃焼煙も燃焼灰も風下地域の浜通りで観測される可能性は十分



第4図 2017年5月8日(上図)と12日(下図)の浪江の風向(16方位)・風速 矢印はサンプリング期間を示す。

考えられる。しかし、5月12日は鎮火後であり、東南東4m/s弱程度の風が継続している。こうした状況下で山林火災域の東部に輸送されることは考えにくい。そこで、3次元大気構造を理解するためCReSSによるsimulationを実施した。第5図は北緯37.45°の森林火災域の東西-鉛直風と温位の高度-東西断面である。この5月8日の断面図は森林火災域で強い下降流が存在し、西風によって直接燃焼煙や灰が輸送・拡散する可能性を示している。一方、高濃度が出現した5月12日は森林火災域で、海風のフロントと思われる領域が



第6図5月8日(上図)12日(下図)13時の地上の鉛直Flux (N/m^2) の分布

第6図は、森林火災域で飛散の可能性を検討するため地上での鉛直fluxの二乗平均を示した。これを見ると5月8日は地上風が強いこともあり、火災域では $2.5N/m^2$ 程度の大きさになっている。一方、5月12日は $0.4N/m^2$ と5月8日に比べて小さいものの、地上の鉛直fluxとしては十分燃焼灰が飛散できる状況であることが分かった。

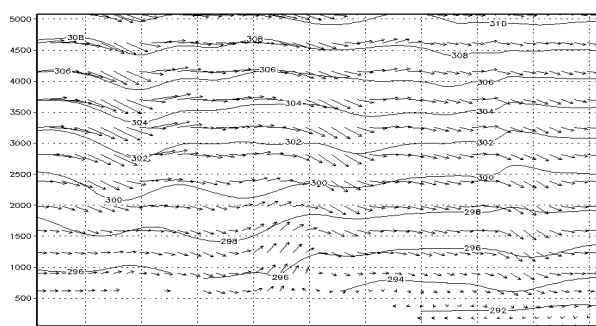
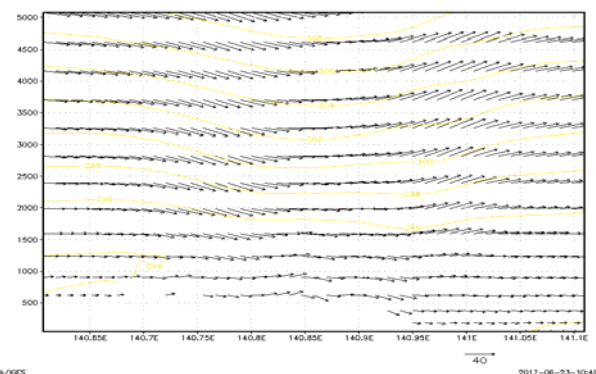
5. まとめ

Yoschenko et al., (2006)はChernobylの原発事故で汚染した森林で $5000m^2$ 程度の比較的一様な森林を燃焼することによって実験的に飛散量を計測し、 ^{137}Cs や ^{90}Sr がlitter層の4%程度が放出すること、および $^{239+240}Pu$ ではlitter層の1%程度が放出することを指摘している。今回発生した福島県浪江町井手地区の森林火災では燃焼煙による線量率の上昇は認められなかったが、線量率が徐々に上昇する傾向が認められた。また、Chernobylの実験と比較すると、飛散量は少ないものの、大気循環場として燃焼灰等の飛散が可能な状況にあった。

引用文献

林野庁, 2014: 森林・木材と放射性物質, 5-9.

Yoschenko, V.I., Kashparov, V.A., Protsak, V.P., Lundin, S.M., Levchuk, S.E., Kadygrib, A.M., Zvarich, S.I., Khomutinin, Yu.V., Maloshtan, I.M., Lanshin, V.P., Kovtun, M.V., Tschiersch, J., 2006. Resuspension and redistribution of radionuclides during grassland and forest fires in the Chernobyl exclusion zone. Part I. Fire experiments. Journal of Environmental Radioactivity. Vol.86, 143-163.



第5図5月8日(上図), 12日(下図), 13時の森林火災現場付近の東西-鉛直風分布 鉛直風は10倍して表示

位置し、相対的に強い収束と上昇流を示している。収束域で燃焼灰が飛散すれば、海風フロントで上昇し、一旦その反流で海域に輸送されながらも、次第に沈降し、200m以下の海風によって再び陸域に燃焼灰が輸送され沈着した可能性がある。

岩手県雫石盆地の霧に関する数値シミュレーション

☆小川浩輝 名越利幸 (岩手大学教育学部)

1. はじめに

岩手県雫石町の盆地は、晩春と晩秋に濃霧に覆われる。しかし、その霧の構造や発生原因はまだ解明されていない。本研究室、石森・名越(2016)によりドローンを用いた霧の観測が行われている。霧層内の温度変化と逆転層高度を観測により、明らかになった。本研究では、その観測を名古屋大学で開発された CReSS を用いて数値シミュレーションを行い、その結果を GrADS により描くことで、解析していく。

2. 研究の方法

2-1) CReSS について

CReSS とは、"Cloud Resolving Storm Simulator" の略で、名古屋大学 宇宙地球環境研究所 坪木研究室で開発された雲解像モデルである。3次元の広い領域で計算ができること、非常に高い空間解像度で大規模な計算ができること、コントロールされた条件を与えて現実に近いシミュレーションを行えること、以上の3点から CReSS を用いて、岩手県雫石盆地における霧の数値シミュレーションを試みることにした。

2-2) GrADS について

GrADS とは、"The Grid Analysis and Display System" の略で、格子状に配列された 4 次元データ(経度、緯度、鉛直層と時間)を 2 次元描画するツールである。

3. 数値シミュレーションの設定

本研究では、本研究室、石森・名越(2016)によって観測された濃霧発生時の鉛直温度分布を解明するために、2015 年 11 月 19 日から 2015 年 11 月 20 日にかけて数値シミュレーションを行った。

格子数 xdim 13 / ydim 13 / zdim 50

格子間隔 dx 500 / dy 500 / dz 20

横 5 km 縦 5 km 高さ 1 km

領域の左下座標 39.66N, 140.95E

初期時刻(世界時間表示) 2015/11/19 09:00

計算時間 43200s

(2015/11/19 18:00~2015/11/20 06:00)

出力時間 1800s=30 分

積分時間間隔 1.0s

4. 結果・考察

4-1) 鉛直気温分布について

図 1 は、本研究室、石森・名越(2016)がドローンを用いて観測した濃霧発生時の鉛直気温分布である。2015/11/20 06:00 の下降時に観測した

データである。観測地点は 39.685N 140.980E である。図 2 は CReSS によって計算された結果を、観測と同時刻に合わせて GrADS によって描いたものである。観測と同じ地点の鉛直気温分布である。

観測と似た形のグラフが数値シミュレーションによって得られたので、相対的な気温変化を再現することができた。下部の気温低下が、観測結果では 0.0℃~0.4℃に対して、計算結果は 1.0℃~2.2℃と異なっている。上部の再び気温低下が始まる逆転層高度は両者とも約 400m で一致している。

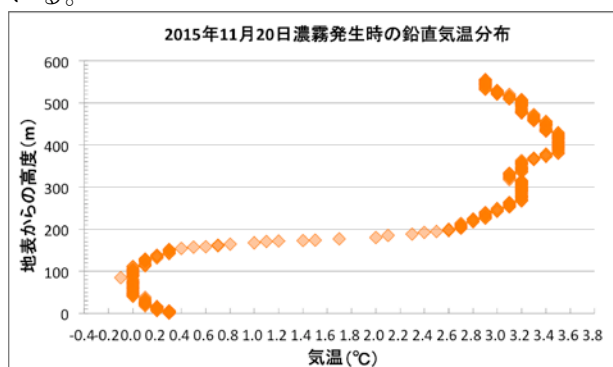


図 1. 濃霧発生時の鉛直気温分布

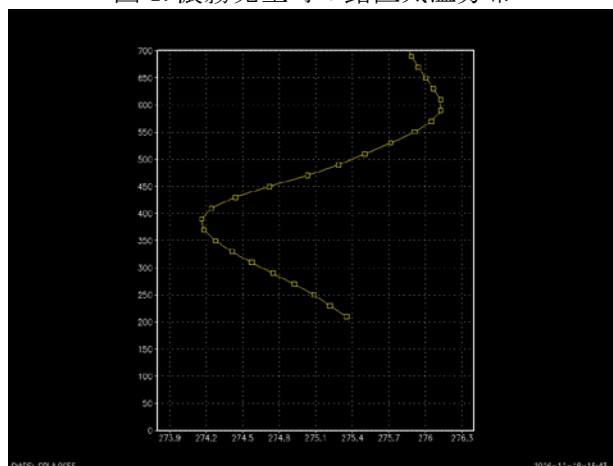


図 2. 観測と同時刻の鉛直気温分布の計算結果

4-2) 霧について

図 3 は雲水量(g/m^3)を表している。観測地点を含む Y-Z 方向で切り取ったものである。Y 方向は 140.955E~140.995E, Z 方向は 0~700m である。

観測と同時刻(2015/11/20 06:00)では地上よりも高い位置に水滴があり、霧と判断することは難しい。図 3 の 2015/11/20 02:30 を見ると地上を這うように水滴があることが確認できる。石森・名越(2016)によると、実際の観測で霧は 2015/11/20 02:00 時点で発生していることを確

認している。霧であるか判断するために、雲粒量 (g/m^3) を比較する。斉藤 (2014) と西山 (2014) によると北岩手波状雲の雲粒量 (g/m^3) の値が 5×10^{-5} から 0.0005 であった。その値と比較すると、2015/11/20 06:00 は 0.9×10^{-12} から 1.6×10^{-12} で極めて小さい値である。2015/11/20 02:30 は 0.0002 から 0.0014 で波状雲の雲粒量 (g/m^3) と同様の値である。これらのことから、2015/11/20 02:30 は霧であると判断できる。しかし、観測した時間での霧の再現は出来ていない。

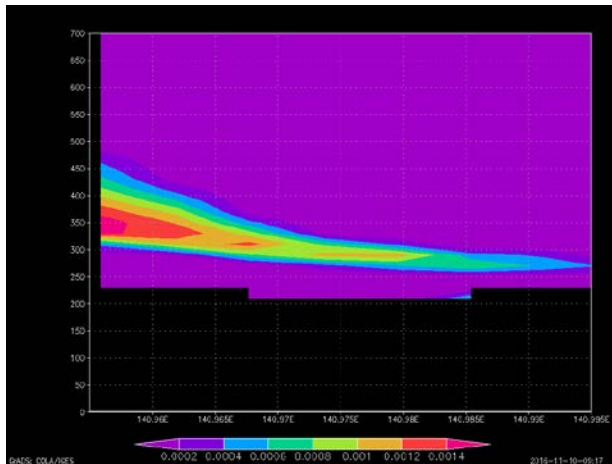


図 3. 霧の分布 (02:30)

4-3) 広い範囲の計算

計算設定を変え、先述より広い範囲での数値シミュレーションを行った。

格子数 xdim 63 / ydim 63 / zdim 40

格子間隔 dx 500 / dy 500 / dz 150

横 30 km 縦 30 km 高さ 6 km

領域の左下座標 39.61N, 140.87E

初期時刻 (世界時間表示) 2015/11/19 03:00

計算時間 86400s

(2015/11/19 12:00 ~ 2015/11/20 12:00)

出力時間 1800s=30 分

積分時間間隔 1.0s

鉛直方向を粗くしたため、霧と鉛直気温分布は観測と近い結果が得られなかった。

図 4 は風の流れを表したものである。X-Y 方向で切り取り、X 方向は 39.60N~39.87N, Y 方向は 140.87E~141.23E である。西側から風が流れ込み、烏泊山と大欠山の間から抜け出る様子が計算結果より確認できる。図 5 は霧の様子を 2 つの山の向かい側にある岩山展望台から撮影されたものである。計算結果とは時刻が異なるが、霧が 2 つの山の間を抜ける様子が実際の現象からも確認できる。

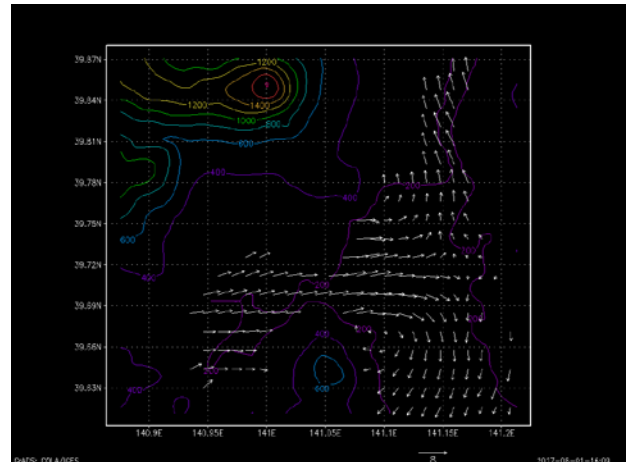


図 4. 風の流れの計算結果

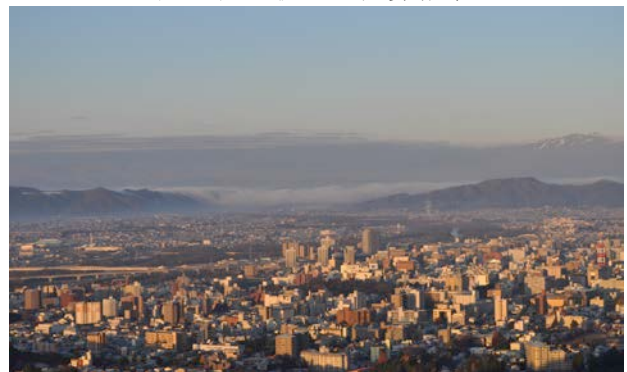


図 5. 烏泊山と大欠山の間から抜け出る霧

5. 今後の展望

名古屋大学 宇宙地球環境研究所と連携し、スーパーコンピュータを用いて、より精密な数値シミュレーションを行う。PC によって数値実験してきた計算範囲を、スーパーコンピュータでは鉛直方向をより細かく計算しようと計画し、現在調整中である。霧と鉛直気温分布の関係性を探っていきたい。

6. 参考文献

- 石森明洋・名越利幸：岩手県雫石町における霧の観測的研究，日本気象学会東北支部気象研究会，11・12 ページ，2016
- 石森明洋・名越利幸：岩手県雫石盆地で発生する霧の観測的研究，日本理科教 育学会第 55 回東北支部大会，13 ページ，2016
- 斉藤栞：雲解像モデル CReSS を用いた「肱川あらし」の数値実験に関する研究，岩手大学教育学部卒業論文，2014
- 西山 純美：奥羽山脈越え山岳波の数値的研究，岩手大学教育学部卒業論文，2014
- 坪木和久・榊原篤志：『CReSS User's Guide』地図蔵 (<http://japonyol.net>)

JRA-55 を用いた羽越豪雨（1967 年）の再解析

☆丹野 咲里・阿曽 知子・村田 一則・三本木 浩
・栄木 美沙紀・安久津 俊幸（山形地方気象台）

1. はじめに

1967 年 8 月 26 日から 29 日にかけて、新潟県北東部から山形県西部・福島県北西部にわたる地域で大雨となり、多くの山崩れ、堤防決壊を生じた。山形県では、主に置賜で 28 日夕方から 29 日未明にかけて降水が強まり、小国では 29 日 9 時までの 24 時間降水量が 532 ミリとなった。これは、小国の AMeDAS 運用後（1976 年 4 月以降）の日降水量の極値 251.5 ミリの 2 倍以上の降水量である。この他、置賜の広い範囲で 24 時間降水量が 200 ミリを超えるなど記録的な大雨となり、最上川上流では急激に水位が上昇して、各支流が氾濫した。

今年はこの羽越豪雨から 50 年という節目の年であり、この記録的な豪雨を再解析し、山形県の大雨に関する知見を増やすことを目的に調査を行った。なお、利用したデータセットは気象庁による JRA-55 長期再解析結果（以下、JRA-55）により提供されたものである。

2. 羽越豪雨（1967 年 8 月 28 日～29 日）の概要

8 月 28 日 21 時の地上天気図

（図 1）によると、太平洋高気圧の勢力が強く、日本海には南から高気圧を回る暖湿気が流入していた。一方、沿海州北部から寒冷な高気圧が南下してきており、三陸沖から北陸をとおり日本海中部から朝鮮半島に達する前線がのびていた。

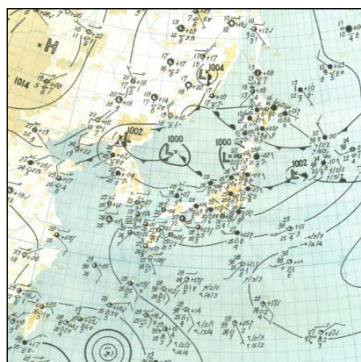


図 1 8 月 28 日 21 時の地上天気図

28 日から 29 日にかけての低気圧と前線の移動経路をまとめたものが図 2 である。28 日 3 時日本海西部に発生した低気圧は、やや発達しながら、28 日 21 時には酒田沖に達し、29 日 3 時には三陸沖へ進んだ。山形県は、28 日午後は温暖前線前面に位置していたが、次第に暖域内に入り、28 日夜遅くから 29 日未明に寒冷前線が通過、その後、寒冷前線の北側となった。

28 日 9 時から 29 日 9 時までの 24 時間降水量が図 3 である。24 時間降水量 400 ミリ以上の範囲は新潟県から山形県小国町付近となっており、山形県北部では 100 ミリに達していない所もある。小国の前

1 時間降水量と積算降水量のグラフによれば、雨が降り続く中、28 日夕方、夜遅く、29 日未明と 3 度のピークがあったことがわかる（図 4）。

過去の解析（山形県小国町、1972）においては、（ア）下層で暖湿気が流入しているところに、上層の寒気が流入し、大気の状態が不安定となっていたこと、（イ）新潟レーダーエコー図で降雨帯が細い帯状をしており、日本海でかなり強い収束、強い水蒸気の補給と上昇流の存在が考えられること、（ウ）内陸部に高い山脈があるため、海岸から近い部分での降水量が多くなったのであろうこと等が指摘されている。

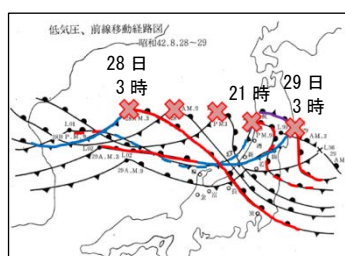


図 2 低気圧、前線移動経路図
（山形県小国町、1972）
※低気圧、前線を一部強調した

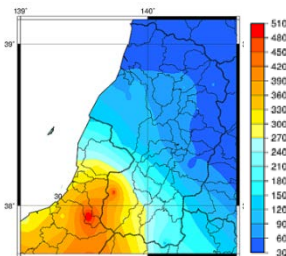


図 3 29 日 09 時までの
24 時間降水量
※新潟側の強雨域では欠測あり

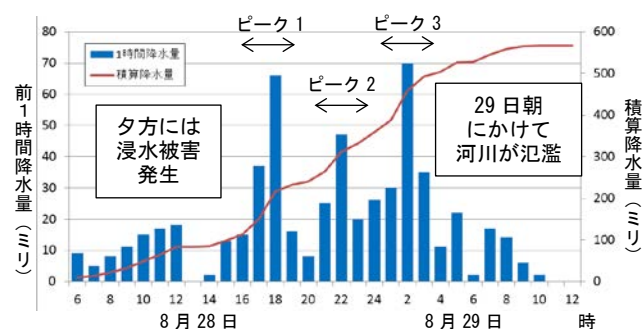


図 4 小国の前 1 時間降水量と積算降水量

3. JRA-55 を用いた JMANHM による再現実験

JRA-55 を初期値とした気象庁非静力学モデル（以下、JMANHM）による再現実験の計算条件は表 1 である。実験結果の再現性は、降水表現に多少の位置ずれや強度の違い等が見られたものの、総観スケールの前線等の表現については、概ね過去資料と一致していた（図略）。この結果から、局地的な現象について計算結果を細かく実況と比較することは困難であるが、ある程度大きなスケールで大雨となった原因について考察することは可能と考え、調査を進めた。

4. 再現実験の解析

500hPa には明瞭な寒気はないものの、強風帯を伴った相対湿度の高い領域が 28 日夕方から 29 日未明にかけて山形県を通過した。一方、700hPa では、地上の前線に対応する相対湿度の高い領域が、28 日夕方から 29 日未明にかけて山形県付近にかかっていた (図 5)。下層では、過去の文献にもあるように、南側では太平洋高気圧を回る水蒸気フラックスの高い領域が日本海に流入し、北側では寒気側からの移流が見られ、前線構造が明瞭となっていた (図略)。また、梅雨期に見られるような下層強風帯が形成され、28 日夜遅くにかけて山形県南部に接近してくる様子が見られた (図 6)。以上のことから、特に 28 日夕方から 29 日未明にかけては、海上から新潟・山形県付近の大気の状態が非常に不安定であったことが推測される。当時のレーダーエコー分布図では、雲頂高度 10km を超えるエコーが観測されていたが、計算による LNB も 10km を越えており、実況と概ね一致している (図略)。

豪雨の発生しやすい場であったことを確認するため、再現実験の結果を線状降水帯発生 6 条件と比較したのが表 2 である。着目する領域は図 6 (左) の黒枠内 (風上に当たる約 100km×約 100km の範囲) とした。発生条件を満たす期間は長く、各値の特に大きい期間は 28 日夕方から夜遅くにかけて多く見られた。

最後に、ネスティングにより水平格子間隔を 1km まで小さくした実験について述べる。実況の積算降水量と実験結果を比較すると、実験結果の強雨域は実況より広い。また、山形県に影響する西北西から東南東にのびる強雨域は大きく 2 本あり、ともに 29 日に入ると順調に南下する様子が見られた (図 7)。

5. まとめ

1967 年に発生した羽越豪雨について、特に 8 月 28 日から 29 日の小国町付近での大雨に着目して JRA-55 を初期値とした JMANHM による再現実験を行った。実況と実験結果では、降水表現等で違いがあったものの、総観スケールの場は概ね再現できた。また、再現実験の結果により、当時は豪雨をもたらす環境場が長時間続いていたことを確認できた。

羽越豪雨は、観測ツールが少ない 50 年前の事象であり、実況と実験結果を比較することは困難である。ただし、条件によっては、山形県内でも 24 時間雨量が 500 ミリを超えるような大雨が発生することを再認識することができた。

【参考文献】

山形県小国町、1972：おおみず 羽越水害の記録
山形県総合学術調査会、1973：羽越水害における山形県南西部の水害調査報告

表 1 JMANHM による再現実験の計算条件

離形	RF20km	RFnest	MF1kmC
初期時刻	1967年8月27日18UTC	1967年8月27日21UTC	1967年8月28日00UTC
予報時間	36時間	33時間	24時間
積分時間間隔	60秒	20秒	5秒
格子数	200×200	200×200	250×250
格子間隔	20km	5km	1km
対流パラメタリゼーション	K-Fスキーム	K-Fスキーム	雲物理過程のみ
計算領域			

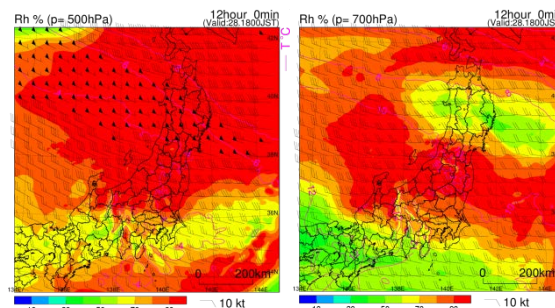


図 5 相対湿度 (500hPa (左)・700hPa (右)) (28 日 18 時)

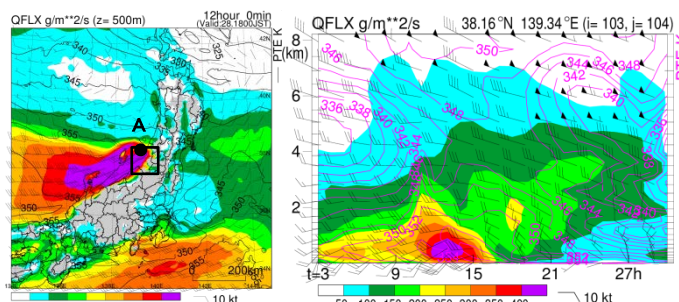


図 6 500m 高度の水蒸気フラックス (28 日 18 時) (左) と地点 A の水蒸気フラックスと相当温位の時間断面図 (右) (FT=3 は 28 日 9 時に対応)

表 2 線状降水帯発生 6 条件との比較

	8月28日	8月29日
	12-15時	00-03時
SREH	15-18時	03-06時
dLFC	18-21時	
FLWV	21-24時	
RH		
W		
EL		

※項目の説明

- ①SREH $\geq 100\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ②dLFC (500m 高度) $< 1000\text{m}$ ③FLWV (500m 高度) $\geq 150\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ ④RH (500hPa) $\geq 60\%$ & RH (700hPa) $\geq 60\%$ ⑤W (700hPa) $\geq 0\text{ms}^{-1}$ ⑥EL (500m 高度) $\geq 3000\text{m}$

→ 条件を満たす期間 ■ 値が特に大きい期間

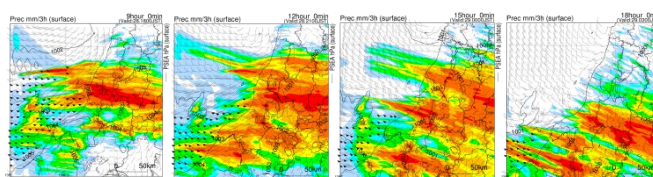


図 7 前 3 時間降水量 (28 日 18 時、21 時、24 時、29 日 03 時)

JRA-55 を用いた再現実験及び解析(1990 年 9 月 20 日の大雨)

田ノ下潤一 (仙台管区気象台予報課)

【要旨】

1990 年 9 月 20 日の台風第 19 号による大雨について、気象庁 55 年長期再解析(以下、JRA-55)及び、気象庁非静力学モデル(以下、JMA-NHM)による再現実験を用いた解析を行った。これにより北東から流入する冷氣によって、千島近海にあった低気圧から伸びる前線が奥羽山脈の東側で変形し、沿岸前線の特徴を持ったことが大雨に寄与したことが示唆された。

1. はじめに

1990 年 9 月 13 日にグアム島の南東海上で発生した台風第 19 号は発達しながら北西へ進み、16 日には猛烈な勢力となった。18 日には北東方向へ転向し 19 日 20 時過ぎに和歌山県に上陸した後、北陸、東北を経て 20 日 12 時前に三陸沖へ進んだ。台風の接近により雨が強まり、20 日午前 0 時から 3 時ごろにかけて宮城県東部で 1 時間に 50mm を超える非常に激しい雨を観測した(1 時間最大 仙台: 72.0mm、亶理: 74mm、塩釜: 69mm)。

2. 総観場

19 日 21 時の地上天気図では千島列島付近の低気圧から前線が伸び、東北南部を経て台風の北まで達している(図 1)。大雨が発現する直前の 19 日 21 時の JRA-55 による 355K 温位面渦位と高度(図 2 左)をみると、太平洋上から南北に連なる高渦位域の先端部が東北南部に達しており、高度面も周囲より低い。これに対応するように 500hPa 面気温も -7°C 以下と周囲よりも低くなっていた(図略)。次に、950hPa 面の相当温位では東北南部には 340K 以上の空気塊が流入しており、上空での温位や相当温位の集中帯は地上で解析された前線面よりも北側に存在するように見える(図 2 右)。

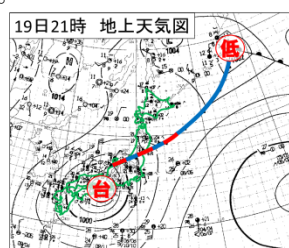


図 1: 19 日 21 時における地上天気図

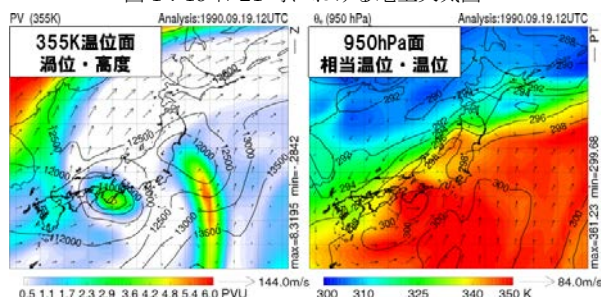


図 2: JRA-55 による 19 日 21 時の 355K 温位面渦位[シェード]・高度[コンター](左)、950hPa 相当温位[シェード]・温位[コンター](右)

3. 実況解析

降水分布の特徴として 20 日 0 時から 3 時までは仙台など宮城県東部で雨が強く、奥羽山脈沿いでは比較的降水量が少ないが(図 3 左)、時間とともに降水域が北上していき、20 日 6 時ごろには強雨域は宮城県北西部山沿いへ移動している(図略)。地上風は宮城県北東部では北東風で南部では北ないし北西風であったが、強雨域の北上過程で強雨域の南側では南東風が観測されていることから、シアーラインが形成されており、降水域とよく対応していることがわかる(図 3 右)。このシアーラインが北上しながら通過した前後の 1 時間で沿岸のアメダスで気温が 4°C 程度急上昇しており(図略)、総観場の前線と比べ温度傾度が大きい。このシアーラインは海岸に沿い、顕著な温度勾配を持っていることから沿岸前線の特徴を持っていると言える。

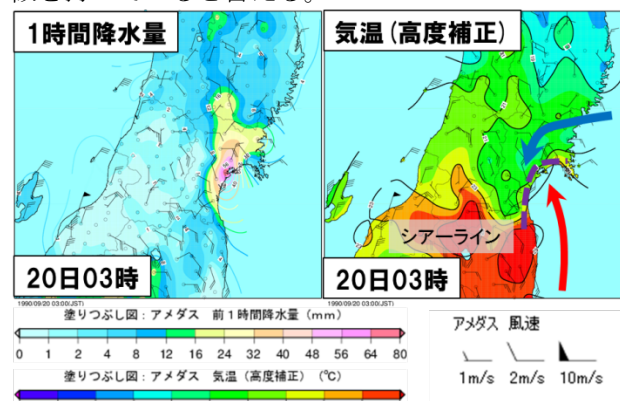


図 3: 20 日 03 時のアメダスによる前 1 時間降水量(左)、高度補正した気温(右)

過去の調査では台風接近時に関東地方で沿岸前線が現れることが知られており、藤部(1992)は沿岸前線を、総観場の前線に対応(I 型)、前線の北側(II 型)、前線の南側(III 型)の 3 つに分類している¹。また、アメリカ東海岸でも冷涼な北東風が南北に連なる山地でブロックされて平野部で北寄りの風が強化される「Cold-Air Damming(以下、CAD)」により沿岸前線を強化して大雨をもたらしたことが報告されている(Srock and Bosart 2009)。

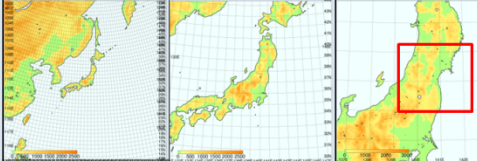
¹ 藤部(1992)では 1990 年台風第 19 号は III 型に分類しているが、関東地方においては総観場の前線の南側に位置していたため、宮城県では総観場の前線に対応の I 型と考えてよいだろう。

4. JMA-NHM による再現実験

より詳細な沿岸前線の特徴や気流構造を解析するために、JMA-NHM により JRA-55 を初期値・境界値に用い、表 1 の設定で再現実験を行った。中心示度はやや浅いものの台風位置や降水分布、地上風の推移などは実況と良く整合していた。

20 日 02 時では内陸の北寄りの風と海上の南風とのシアライン上に南北に延びる線状の降水域が確認できる(図 4 左)。海面気圧は図 4 左の赤丸内で示した奥羽山脈東側の平野部で高い分布を示している。また、500m 高度の温位を見ると東北東の走向を持つ総観場の前線に対応する温位集中帯が、宮城県中部で海岸に沿うように屈折していることが確認できる(図 4 右)。水平温位傾度は前線が屈折した付近が最も大きくなっており、海上が 300K であるのに対し、内陸側は 296K と 4K の差となっていて、地上で観測された気温変化と整合する。温位の鉛直断面では内陸側に冷氣層が形成されており 298K 面を前線面とみれば内陸側の冷氣層の厚さは約 1km 程度あり、沿岸で温位勾配が強い地点で強い上昇流が計算されている(図 5)。流跡線解析から冷氣層側の空気塊は北東から流入して、奥羽山脈沿いで南に偏向されていることが確認できる(図 6)。これは、山脈東側での海面気圧の特徴からも CAD の特徴を持っているといえる。また、強雨をもたらした対流雲に供給されていた暖湿気は南海上のごく下層(200m)に起源を持っていることが確認できた。

表 1：再現実験の計算設定

実験名	20km_ctl	5km_ctl	2km_ctl
初期時刻	18日18UTC	19日06UTC	19日09UTC
初期値・境界値	JRA-55(1.25° 間隔)	20km_ctlの結果	5km_ctlの結果
水平解像度	20km	5km	2km
格子数(x,y,z)	250×250×40	320×320×50	300×300×50
タイムステップ	60秒	20秒	8秒
雲物理過程	水相を含むバルクモデル		
積雲対流	混合比(qc, qr, qi, qs, qg), 数濃度(Ni)を予報		
乱流過程	KFスキーム		
	MYNN3		
計算領域			

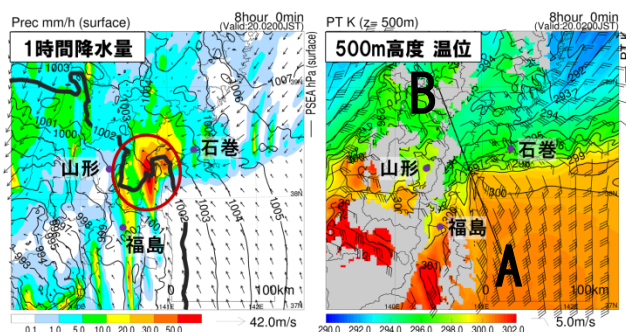


図 4：2km_ctl 実験による 20 日 02 時の前 1 時間降水量[シェード]・海面気圧[コンター](左)、500m 高度温位(右)(描画領域は表 1 の赤枠内)

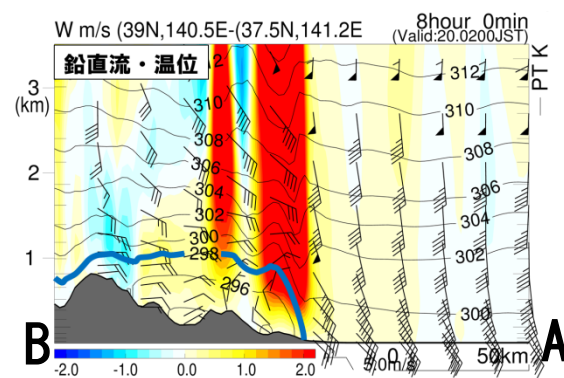


図 5：2km_ctl 実験による 20 日 02 時の鉛直流[シェード]・温位[コンター]鉛直断面

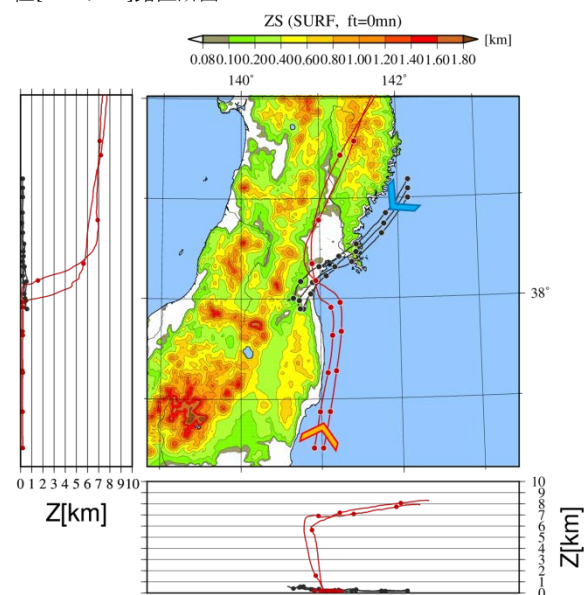


図 6：2km_ctl 実験による 19 日 20 時から 20 日 09 時までの前方流跡線解析(トレーサーは高度 200m に置き、プロットは 1 時間ごと)

5. まとめ

本事例では冷涼な北東風が奥羽山脈東側でせき止められたことで冷氣層が形成され、総観場の前線が沿岸に沿うように変形されて沿岸前線の性格を持ったことがわかった。そして台風縁辺の暖湿気が沿岸前線に衝突して強制上昇させられ、高渦位域による上層の低温化も加わったことで大雨になったと考えられる。

関東地方やアメリカ東海岸と比べスケールは小さいものの、宮城県は南北に連なる奥羽山脈とその東側に平野が広がることから、沿岸前線を形成させ得る地形をしており、沿岸前線によって大雨などの顕著現象を起こす可能性があるということを意識しておく必要があると思われる。

参考文献

- 藤部 文昭, 1992: 台風時の南東風場で関東地方に現れるメソ前線 —事例と統計—. 天気, 39, 697-706.
- Srock, A.F. and L.F. Bosart, 2009: Heavy precipitation associated with southern Appalachian cold-air damming and Carolina coastal frontogenesis in advance of weak landfalling Tropical Storm Marco (1990). Mon. Wea. Rev., 137, 2448-2470.

Atmospheric River が日本の豪雨に与える影響

末藤菜保（弘前大院理工）、谷田貝重紀代（弘前大院理工）、高薮縁（東大大気海洋研）

1. はじめに

Atmospheric River (以下 AR)は、湿潤な熱帯域から中緯度にかけて生じ、対流圏中層で多量の水蒸気を輸送する細長い川のような流れのことである(Newell et al., 1992)。これは米国や欧州などで豪雨をもたらすことで知られている(Ralph et al., 2006, Neiman et al., 2011)。AR は日本付近にも出現すると言われており、2014 年 8 月の広島豪雨の際に AR の出現があったことが報告されている(Hirota et al., 2016)。しかし、太平洋東部での研究は多く行われているが、日本付近では少なく、豪雨への影響も十分に理解されていない。そこで本研究では、豪雨日の抽出、AR の検出を行い、これらの結果から AR が日本の豪雨にどのくらい影響を与えるのか調査することを目的とする。

2. 使用データ・解析手法

2.1. 豪雨抽出

豪雨日の抽出は、一年を暖候期 (4-10 月) と寒候期 (11-3 月) に分け、APHRO_JP (Kamiguchi et al., 2010) の日降水量データ (0.05 度格子) に雨量計データの地点保存を行ったものを使用した。豪雨は夜中の発生数が多いことから、2 日間降水量を使用した。抽出する閾値として、1980-2014 年について各地点における 99 パーセンタイル値を算出し、その値と 150mm (暖候期) を超える 2 日間降水量の日を豪雨日として抽出した。図 1 に各地点における 99 パーセンタイル値を示す。

2.2. AR 検出

AR の検出は、ERA-Interim 再解析データ (Dee et al., 2011) の可降水量 (IWV) データ (0.75 度格子) を用いて 1980-2014 年について谷田貝・高薮 (2016) の方法を用いて抽出した。抽出の閾値として、可降水量の偏差が 10mm 以上の領域のグリッド数が 50 個以上のもの、この領域が緯度 30 度より高緯度にあるものを AR 候補とした。この AR 候補について、短軸平均距離が 1000km 以下、短軸距離の最大値が 1500km 以下、短軸距離平均を長軸距離で割った値が 0.3 以下などの閾値を設け、AR として検出した。

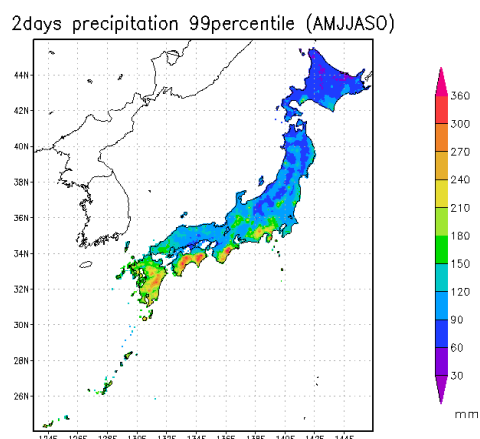


図 1 1980-2014 年の 35 年間の各地点における 99 パーセンタイル値。

3. 結果

3.1. 豪雨抽出結果 (暖候期)

1980-2014 年の 35 年間における豪雨日日数は 2415 日であり、豪雨事例を確認すると、2010 年・奄美豪雨、2014 年・広島豪雨などの主要な豪雨事例を抽出できた。

3.2. AR 検出結果 (年間)

日本付近 (123-146°E, 24-46°N) で 1980-2014 年の 35 年間で 7491 事例が検出され、米国海洋大気庁に記録された主な AR イベント、広島豪雨時の AR を検出できていた。そして、検出された AR は主に直線状と合流・蛇行のある形状の AR の 2 つに分けられた。結果を図 2 に示す。全検出数の経年変動に対する 2 つの AR 形状の相関係数は直線状 AR が 0.34、合流・蛇行あり AR が 0.91 であった。これより、全検出数の経年変動への影響は合流・蛇行あり AR の方が大きいことがわかった。

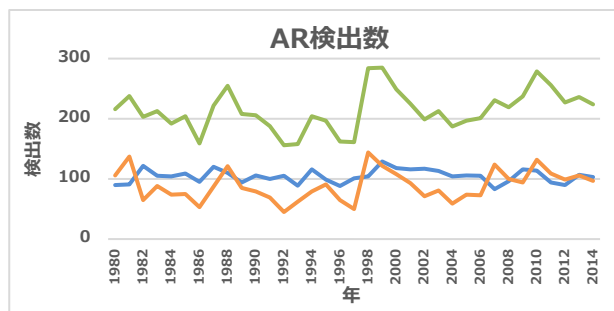


図 2 AR 検出結果。緑：全検出数、青：直線状 AR、橙：合流・蛇行あり AR。

3.3. AR の豪雨への影響（暖候期）

豪雨日抽出と AR 検出結果から、暖候期における豪雨日であり AR も検出された(豪雨かつ AR) 日数の割合は平均約 70%と高くなった。しかし、これは豪雨に影響しない場所への AR の出現も含まれているため物理的解釈に限界がある。そのため、日本を 13 の地域に分け統計解析した。地域分けを図 2 に示す。各地域における豪雨日に対する豪雨かつ AR の日の割合の平均は約 30-57%となった。

例として、四国・紀伊半島地域について記載する。豪雨日は 257 日、豪雨であり AR が検出された日は 111 日、豪雨日に対する豪雨かつ AR の日の割合は 43.2%であった。豪雨日かつ AR の日の水蒸気フラックス平均と収束発散を計算した結果、四国・紀伊半島上空では水蒸気フラックスの南西から北東方向への強い流れがあった。また、水蒸気は四国・紀伊半島周辺で収束していることが確認できた。また、豪雨かつ AR の日における地域分けした領域の南側面での比湿偏差の鉛直分布(図 4)を見ると、対流圏中層まで比湿偏差が高くなっていた。また、ピークの経度は 130°E 付近であった。これは他の地域でも同様の結果となった。上記のことから、AR の対流圏中層まで及ぶという定義に対応し、AR すなわち中層の水蒸気は日本の豪雨に影響を与えていると言える。

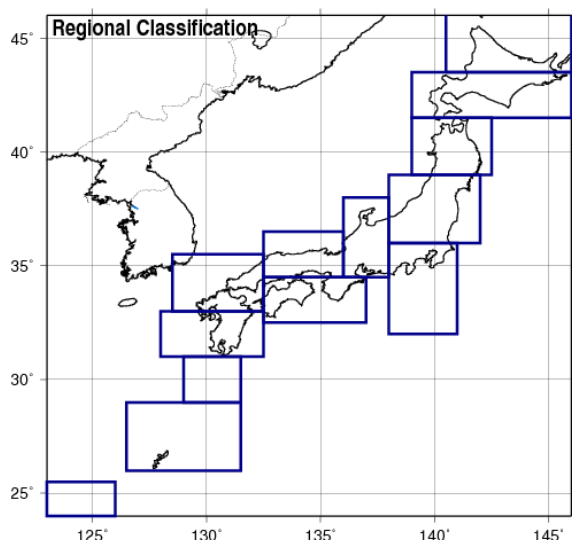


図 3 地域分け。北から北北海道、南北海道、北東北、南東北・北関東、南関東・伊豆諸島、中部地方、中国地方、四国・紀伊半島、山口・北部九州、南九州、大隅諸島、沖縄・奄美諸島、先島諸島。

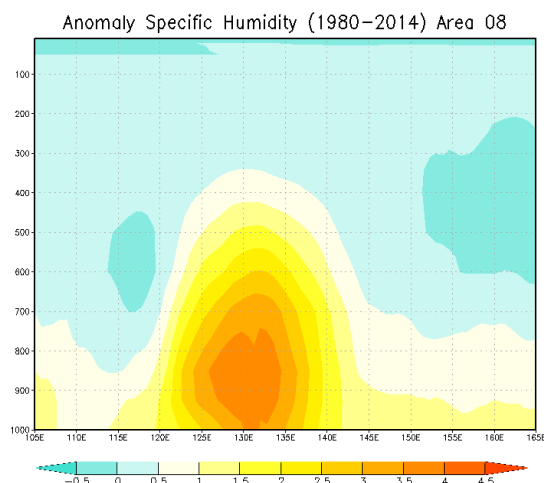


図 4 四国・紀伊半島の領域の南側面における比湿偏差の鉛直断面図。偏差の正の値は暖色、負の値は寒色。

4. まとめ

本研究では、豪雨日の抽出、AR の検出を行い、AR が日本の豪雨にどのくらい影響するのか調査した。AR 検出結果から、日本における AR の特徴は、合流や蛇行のある AR 検出数の経年変化に影響していることがわかった。豪雨抽出と AR 検出から、各地域における豪雨日が抽出された日数に対する AR が検出された日数の割合の平均は約 30-57%となった。各地域における比湿偏差の鉛直断面図を見ると対流圏中層まで比湿偏差が高くなっていた。対流圏中層まで及ぶ水蒸気輸送場である AR は日本の豪雨に影響を与えていると言える。

謝辞

本研究には、科研費補助金(基盤 A, 代表: 高薮縁)と地球環境研究総合推進費(2-1602 代表: 谷田貝)を使用した。

参考文献

- Dee et al., Q. J. R. Meteorol. Soc. 137: 553 – 597. DOI:10.1002/qj.828, 2011.
- Hirota et al., Monthly Weather Review, 144(3), 1145-1160, 2016.
- Kamiguchi et al., Hydrological Research Letters, 4, 60-64, 2010.
- Neiman et al., Journal of Hydrometeorology, 12(6), 1337-1358, 2011.
- Newell et al., Geophysical research letters, 19(24), 2401-2404, 1992.
- Ralph et al., Geophysical Research Letters, 33(13), 2006.
- 谷田貝・高薮 (2016), 2016 年気象学会春季大会予稿集 A304

2017 年 7 月 22 日から 23 日にかけての秋田県を中心とする大雨事例の解析

高野健志 (仙台管区気象台予報課)

【要旨】

2017 年 7 月 22～23 日は、東北北部に停滞した梅雨前線の影響で秋田県では記録的な大雨となった。積乱雲が組織化しやすい環境場において、下層の前線および収束による下層気塊の持ち上げにより、海上を起点とする線状降水帯が形成され、本事例の特徴と言える平地での大雨がもたらされたと解析できた。

1. はじめに

2017 年 7 月 22～23 日にかけて梅雨前線が東北北部に停滞したため(図 1a)、東北地方では断続的に非常に激しい雨が降った。特に秋田県では、総降水量 300 ミリを超える記録的な大雨となり、河川氾濫や土砂災害等が発生した。秋田県の大雨では、2013 年 8 月 9 日(市川他 2013 等)に代表される山岳地形の影響が大きな事例と、高い山岳のない南部の平地を中心に大雨となる事例(北條他 2007 等)がよく知られている。本事例は後者の一例のため(図 1bc)、その特徴と言える南部の平地での強雨に着目して事例解析を行った。

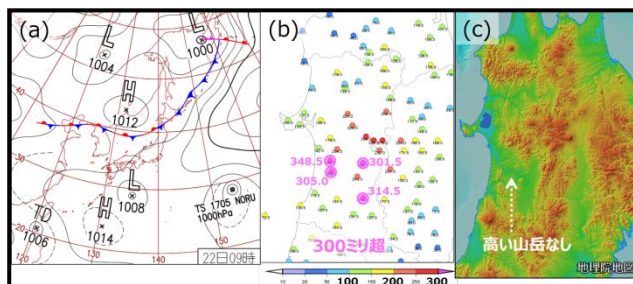


図 1. a_22 日 9 時の地上天気図、b_23 日 24 時までのアメダスによる 48 時間降水量、c_地形(国土地理院)

2. 降水実況の特徴

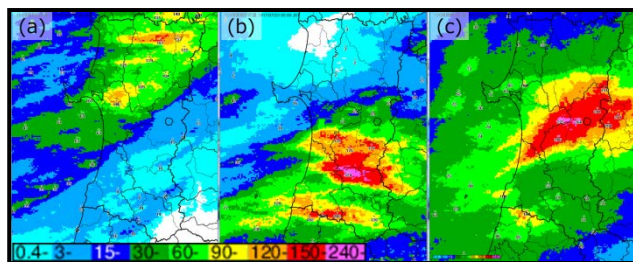


図 2. 解析雨量による前 12 時間降水量
(a_22 日 12 時、b_22 日 24 時、c_23 日 12 時)

22 日から 23 日にかけてはメソ β スケールの強雨域が複数発生した(図略)。また、図 2 から、秋田県南部の平地では、特に 22 日午後以降に降水量が多いことがわかる。図 3a は 22 日 13 時 30 分の 1 時間解析雨量で、80 ミリ以上の猛烈な雨が解析されている。図 3b は a の枠内におけるレーダー降水強度の時系列で、この強雨域では海上を起点に降水セルが次々と発生して連なり、バックビルディングによる線状降水帯が形成されていたと言える。図 3 を発生期として、そこから連なるような強雨域が 22 日夜のはじめ頃にかけて秋田県南部

に概ね停滞することで(図略)、図 2b に示す平地を中心とする大雨をもたらした。

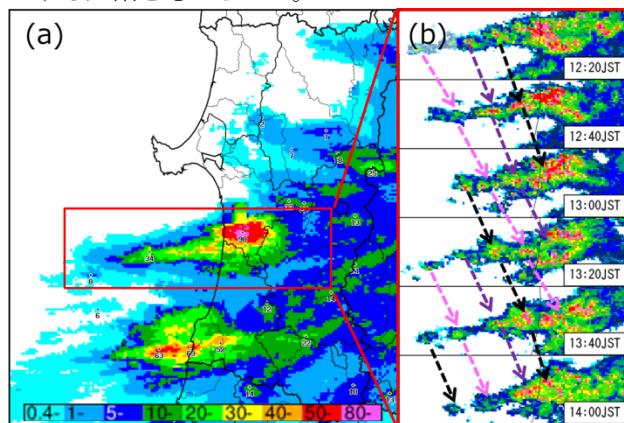


図 3. a_22 日 13 時 30 分の 1 時間解析雨量、b_20 分毎のレーダー降水強度(5 分)による降水セルの追跡

3. 降水域周辺の環境場

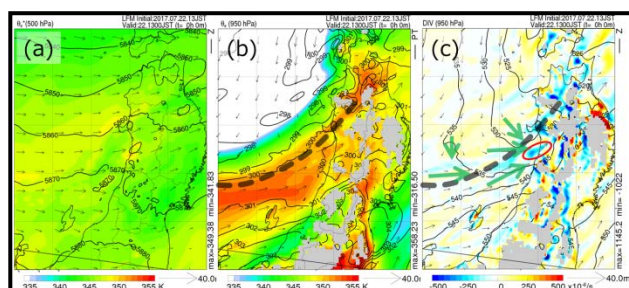


図 4. 22 日 13 時の LFM 初期値(破線は 950hPa 面の前線)
a_500hPa の飽和相当温位と高度(黒線)、b_950hPa の相当温位と温位(黒線)、c_同じく発散と高度(黒線)

図 4 は 22 日 13 時の LFM 初期値で、図 3 の周辺の環境場を示す。950hPa 面の b では、図 1a に対応する前線は温位より相当温位で明瞭な梅雨前線の特徴が見られる。前線を挟んだ温位差は 1～2K と大きくないが、c では前線に沿う弱い収束があり、前線帯内の西風が暖域の西南西風と北からの弱い北よりの風とそれぞれ収束して見える(緑矢印)。また、赤楕円の位置には積乱雲の発達や組織化に伴うとみられる収束もあり、これらが下層気塊の持ち上げに影響したと考えられる。また、前線の暖域では相当温位 350K 以上の暖湿気が流入して風も強い。前線の暖域および前線帯内でも暖域に近い部分では、成層が潜在的に不安定で(図 4ab)、上空ほど風向が時計回りに回転する鉛直シアも存在する(図略)。したがって、本事例では、図 5 に示す積乱雲

が組織化しやすい環境場が形成され、前線の停滞に伴いその状況も持続したために、メソ β スケールの強雨域が期間中に複数形成されたと解釈できる。

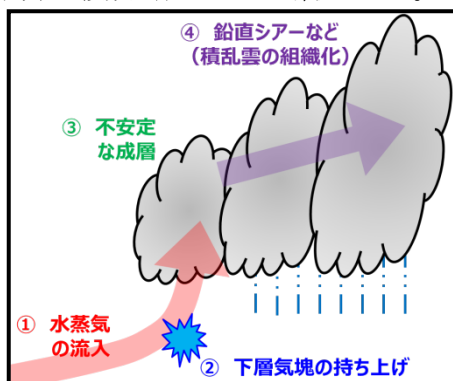


図5. 積乱雲が組織化しやすい環境場の特徴の模式図

4. JMANHM を用いた流跡線解析

海上を起点に形成された強雨域周辺の気流構造を把握するため、表1の設定によりJMANHMの計算を行った。その結果、図4と対応する下層前線の構造や、期間中にメソ β スケールの強雨域が複数発生することが再現できた(図略)。

表 1. JMANHM による再現実験の計算設定

	親モデル	子モデル
初期時刻	2017072118UTC	2017072121UTC
初期値・境界値	メソ解析・GSM	親モデル
計算格子	5km間隔 200×200	1km間隔 290×290
中心位置	北緯39 東経138	北緯39.7 東経139.5
積分時間	24秒間隔 24時間	4秒間隔 21時間
対流パラメタリゼーション	KEFジャーナルと雲物理過程	雲物理過程のみ

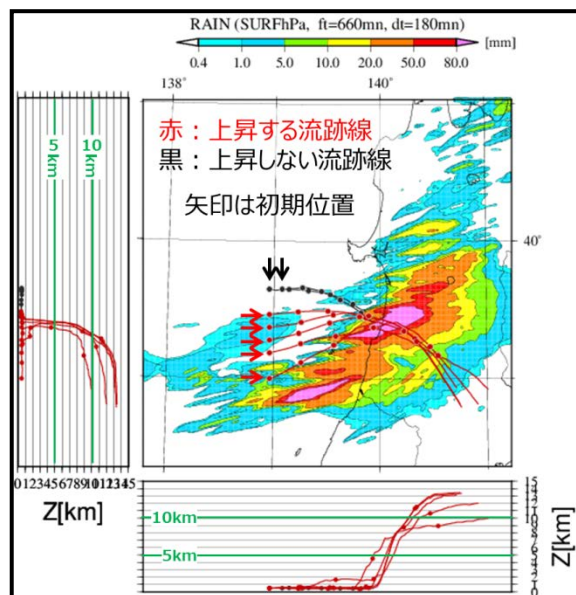


図 6. 子モデルを用いた FT=7~11 までの前方流跡線解析
と FT=11 の前 3 時間降水量

図3と同様に海上を起点とするモデル内の強雨域について、この強雨域へ向かう950hPa面の気塊の前方流跡線解析が図6である。この図から、下層の西風が西南西風および弱い西北西風とそれぞれ収束して、西南

西風と西風が上昇し、深い対流が発生して上層では南東へ流されていることが読み取れる。ここで、下層の西風は概ね前線帯内の気塊に対応している(図略)。実況を示す図4でも同様の構造の下層収束が解析できたことや、衛星赤外画像でも雲頂の雲域は南東へ流されていたことから(図略)、実況の降水系でも図6と似た気流構造が生じていたとみなせる。

5. まとめと考察

本事例では、環境場が図5の積乱雲が組織化しやすい特徴を満たす中で、海上を起点に線状降水帯が発生していた(図3)。そのため、高い山岳のない秋田県南部の平地でも大雨(図1b)となった特徴がある。海上では、下層の前線および収束が下層気塊の持ち上げを担っており(図4)、その気流構造の模式図を図7に示す(図4により図6の風向を調整)。また、事例全体としては、22日から23日にかけて、梅雨前線が東北北部に停滞したことで、積乱雲が組織化しやすい環境場も持続したため、メソβスケールの強雨域が期間中に複数発生して記録的な大雨になったとまとめられる。

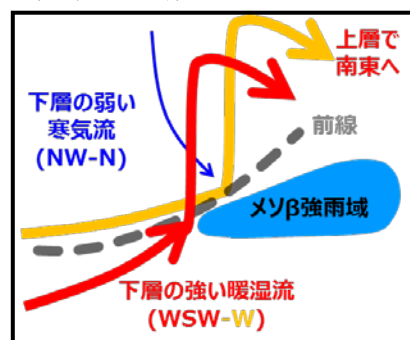


図7. 前線近傍で発生した強雨域の気流構造の模式図

ところで、前線通過時等に一時的に積乱雲が組織化しやすい環境場を満たす状況となる事例は時々見られる。一方、線状降水帯が形成されて大雨となった先行事例では、地形の影響に関わらず、積乱雲が組織化しやすい環境場が持続している(北條他 2007、市川他 2013、阿部他 2014、高野 2015 等)。これらの経験から、積乱雲が組織化しやすい環境場が形成され、それが持続するか、という観点は大雨を予想する一般性の高い着目点になりそうだ。線状降水帯発生 6 条件でその一部は容易に確認できるので、他の資料と合わせて残りの特徴の有無や持続性を確認し、大雨の予想に活かしたい。また、地形や前線等の持ち上げメカニズムの違いは降水分布の予想に反映できるだろう。

6. 参考文献

- 北條仁一・篠原英一郎、2007、2007年8月下旬秋田県南部で発生した大雨のNHによる事例調査、H19 仙台管区調査研究会資料
- 市川晴基・益谷克之、2013、2013年8月9日の秋田県の大雨について、H25 仙台管区調査研究会資料
- 阿部真治・東城孝昌・八川操規、2014、2014年8月1日の雄略峠水害による大雨、H26 仙台管区調査研究会資料
- 高野裕基、2015、2015年7月25日の秋田県を中心とする大雨雨例の解析、H27 仙台管区調査研究会資料