

令和2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2年12月7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

線状降水帯の高解像度理想実験

*伊藤純至（東北大学）・津口裕茂（気象庁）・林修吾（気象研）、新野宏（東大 AORI）

1. はじめに

「線状降水帯」とよばれる、局所的に線状に分布する集中豪雨がしばしば生じ、甚大な被害をもたらす。このような顕著気象を生じるメカニズムの理解のため、数値気象モデルを利用した再現実験が行われている。例えば津口(2017、非静力学モデルワークショップ)は、福岡県朝倉市を中心に大きな被害をもたらした平成 29 年 7 月九州北部豪雨について、気象庁非静力学モデル(Saito et al., 2006)を利用し、ある程度現実的な線状降水帯を再現した。その上で、地形や降雨の蒸発冷却の効果を調べる感度実験を行い、それらが停滞する降水システムにとって本質的な役割を果たしていないことを示唆する結果を示している。本研究では、極めて単純化した環境における理想実験により、線状降水帯をもたらす降水システムを再現する。持続した降水が生じ得る条件や、数値モデルの解像度の影響について理解を深める。

2. 手法

気象庁非静力学モデルを用いた理想実験を行う。東西 225km×南北 135km の計算領域において、水平解像度を 2km、1km、500m、200m、150m、100m とした実験をそれぞれ行う。水平解像度に関わらず、時間ステップは 0.5 秒、鉛直解像度は対流圏内が概ね 100m 程度となるように設定した。

平成 29 年 7 月九州北部豪雨の降雨のピーク時である 7 月 5 日の 15 JST の気象庁メソ解析値を九州北部において空間平均した鉛直 1 次元のサウンディングを、水平一様に初期値・境界値として与える。12 時間の時間積分を行った。九州北西部の海陸分布を大幅に簡略化しながら模擬し、南から順に海、陸地、海（中央の陸地は海面よりも 5K 高く設定し、幅は 45 km）と設定した（図 1）。

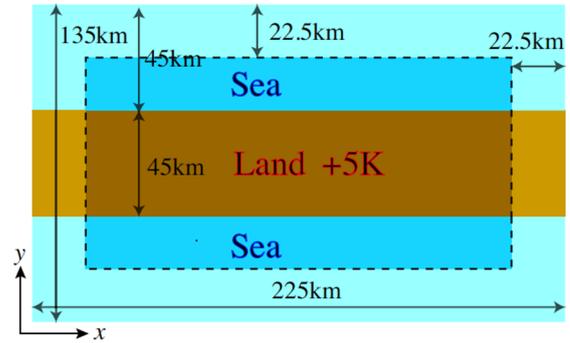


図 1 計算領域と下部境界の設定

3. 結果と考察

計算開始 6 時間経過以降、定在する降水システムが生じた（図 2）。このシステムは、次々と上流で積乱雲が発達するバックビルディング型である。水平解像度を 1km 以下とした場合、12 時間積算雨量の地点最大値が 1000 mm を越える

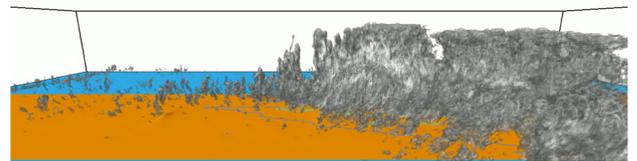


図 2 再現された積乱雲システムの 3 次元構造

ような降水が生じている（図 3）。解像度が粗い場合はこのようなシステム自体が形成されなかった。

本実験で課したサウンディングは地上付近で風が南寄りになっている。海陸のコントラストにより、南北海岸からの海風の収束が陸地の北側海岸寄りで定在的に生じ、積雲対流発達のトリガーとなっていた。中・上層の強い西風に流されながら積乱雲が発生・発達し、降雨をもたらしていた。積乱雲の下部では潜熱加熱による低圧部が形成され、地上収束が大幅に強化されていた。

蒸発冷却を無くした場合であっても、同様の線状降水帯が形成される。そのため、バックビ

ルディング型豪雨において重要とされる降雨に

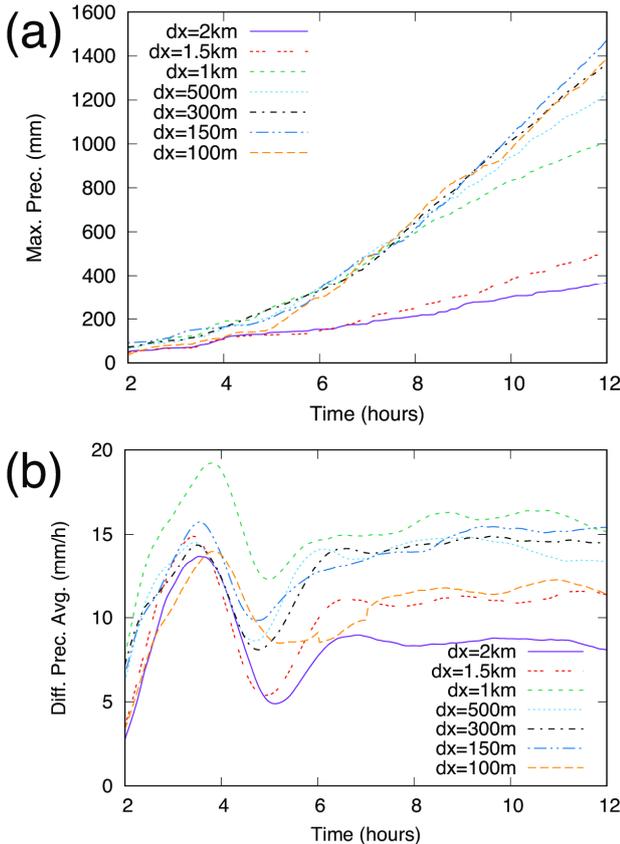


図3 各水平解像度の実験における、(a)地点最大雨量と(b)領域平均の雨量の時系列

よるコールドプールは本質的な役割はない。一方鉛直シアを変えた感度実験では、シアを弱めると、豪雨をもたらすような同様の降水システムは形成されなかった。強い東西風の鉛直シアが重要であることがわかった。

4. まとめ

豪雨時のサウンディングを利用しながら、大幅に簡略化した理想実験により、バックビルディング型の豪雨を再現することができた。海風の陸上の収束がトリガーとなり、積雲対流が発達した。さらに積乱雲が形成する地上の低圧部への強い収束の維持により、線状降水帯をもたらすバックビルディング型のシステムが維持されるメカニズムが明らかになった(図4)。このシステムにより局所的に12時間積算雨量が1000mmを超すような降水がもたらされていた。この際、線状降水帯の走向に平行な鉛直シアが重要になる。このような降水システムを再現す

るために、1km以下となるような水平解像度が必要である。

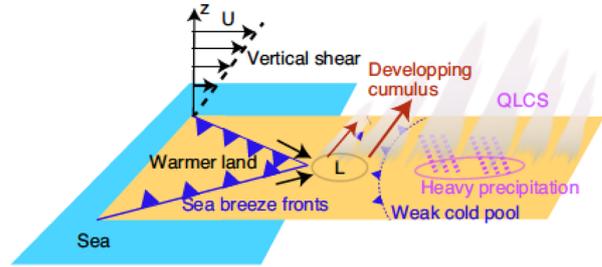


図4 再現された降水システムの概念図

参考文献

Ito, J., H. Tsuguchi, S. Hayashi, and H. Niino (2020): Idealized high-resolution simulations of a back-building convective system that causes torrential rain. *J. Atmos. Sci.*, accepted
doi: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0150.1>.

令和元年台風第19号による東北地方における顕著な降水システムの解析（その1）

～総観場や降水の特徴及びステージごとのメソスケール解析～

☆梅田 朋佳、田ノ下 潤一、高橋 未来（仙台管区气象台 予報課）

1. はじめに

令和元年台風第19号の接近・上陸に伴い、東北地方では太平洋側を中心に記録的な大雨となり、各地で河川の氾濫や土砂災害、浸水害が相次いで甚大な被害が発生した。本調査では、総観場や降水の特徴を把握すると共に、メソスケール構造の解析を実況資料やメソ解析値を用いて行った。

2. 総観場の特徴

図1に台風第19号のベストトラックと10月12日21時の地上天気図を示す。台風第19号は大型で猛烈な勢力まで発達した後、日本の南を北上し、12日19時前に大型で強い勢力を維持したまま伊豆半島に上陸した。その後関東地方・福島県を通過し、13日明け方には宮城県沖に抜け、13日12時に日本の東で温帯低気圧に変わった。12日21時の地上天気図では日本の東の低気圧から東北南部にのびる前線に向かって、太平洋高気圧の縁をまわる暖湿気が流入していた。

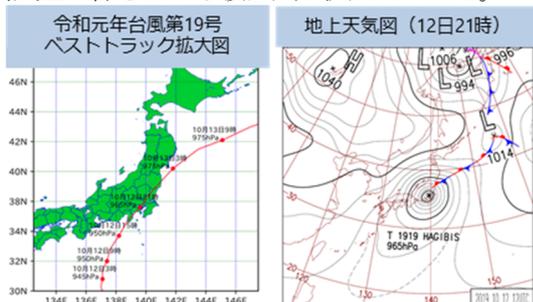


図1：(左) 令和元年台風第19号のベストトラック、(右) 10月12日21時の地上天気図

3. 降水の特徴

図2に13日9時までの前48時間積算解析雨量の分布を示す。太平洋側の沿岸部を中心に広い範囲で300mmを超えている。特に宮城県丸森町周辺では600mm超の記録的な雨量となった。降水は山地の東斜面となる地域に集中しており、地形の影響を強く示唆する分布である。しかし、阿武隈高地や北上山地などの山地の南東斜面にあたる地域では、150～300mm程度で降水量は相対的に少なかった。このことは、南から流入する暖湿気が山岳で強制上昇されたことによる対流雲の発生だけでは説明ができず、別の降水システムを形成するメカニズムの存在が推測される。

図3に、降水の特徴を詳細に調べるため、前3時間積算解析雨量を用いて、3つのステージに区分した東北地方の降水分布を示す。まず、12日18時までは阿武隈高地周辺で先行して降水量が多くなった(ステージ1)。次に13日0時にかけて強い降水域が北上し、宮城県沿岸部を中心に大雨となった(ステージ2)。その後13日3時にかけて岩手県沿岸部へ大雨の中心は移っていった(ステージ3)。以下ではステージごとに暖湿気を持ち上げ要因に着目して、メソスケール解析を行っていく。

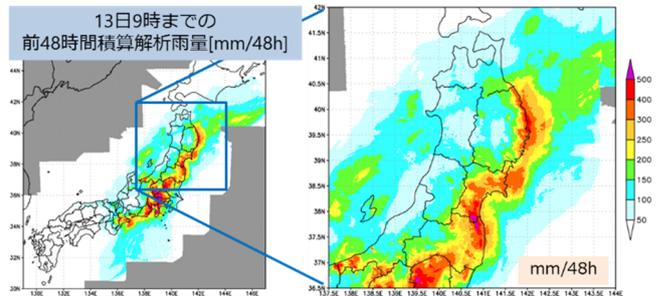


図2：10月13日9時までの前48時間積算解析雨量

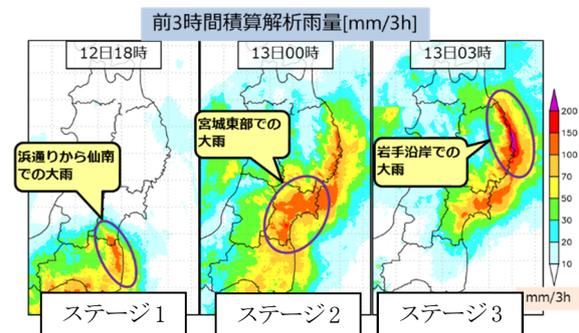


図3：東北地方における大雨の3つのステージ区分

4. ステージごとのメソスケール解析

4-1. ステージ1 (12日夕方：阿武隈高地周辺の大雨)

図4-1、4-2に12日15時のレーダーエコー強度及びメソ解析値を示す。台風第19号は東海道沖にあって、前線は日本の東の低気圧から東北南部にのびていた。前線の影響により東北南部中心に降水域が広がって、特に強いエコーは福島県浜通り中部を起点に発生し、北北西へ進んで宮城県東部仙南に達していた。前線の南にあたる福島県沖の温位エマグラムをみると、LFCは900hPaで成層状態としては不安定であった。また、台風の北上に伴い福島県沖では次第に水蒸気フラックスが400～500g/m²/sまで増大し、前線に向かって多量の水蒸気が流入していた。一方、メソ解析値の900hPa面では温位勾配が大きくなっていることから前線が解析でき、阿武隈高地周辺で変形していた。以上から、不安定な成層状態、多量の水蒸気流入、及び前線構造の強化等の要因により阿武隈高地周辺で大雨になったと考える。

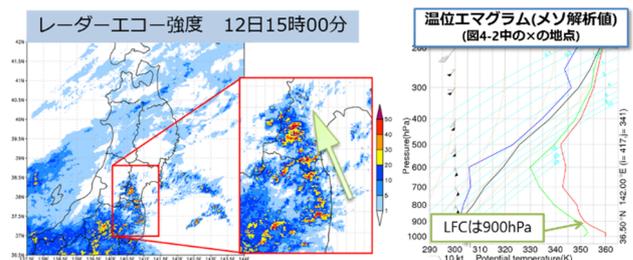


図4-1：(左) 10月12日15時のレーダーエコー強度、(右) 図4-2中の×地点における温位エマグラム

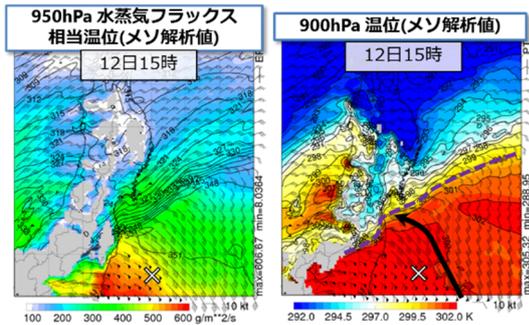


図4-2: (左)メソ解析による10月12日15時の950hPa水蒸気フラックス(シェード)・相当温位(コンター)、(右)900hPa温位(点線は前線のおよその位置を示す)

4-2. ステージ 2 (12 日夜遅く : 宮城県沿岸部を中心とした大雨)

図5に13日0時のレーダーエコー強度、アメダス高度補正済み気温及びメソ解析値を示す。台風第19号は福島県付近まで北上し、台風本体の雨雲がかかって、宮城県沿岸部中心に強雨となった。また、地上前線は三陸沖に北上していた。宮城県東部では、海沿いと内陸の間の気温勾配が6~7°C程度と大きく、950、900hPaでも風向のシアアが明瞭で、前線構造が強化されていた。更にメソ解析値によると前線に向かって950hPaで351K以上の高相当温位の気塊が流入し、宮城県沖では水蒸気フラックスが600g/m²/s以上に達していた。以上の要因により、宮城県沿岸部周辺で降水が強まったと考える。また、下層暖湿気は沿岸付近の前線により持ち上げられて奥羽山脈に直接ぶつからなかったため、宮城県西部では比較的少ない雨量になったと考える。

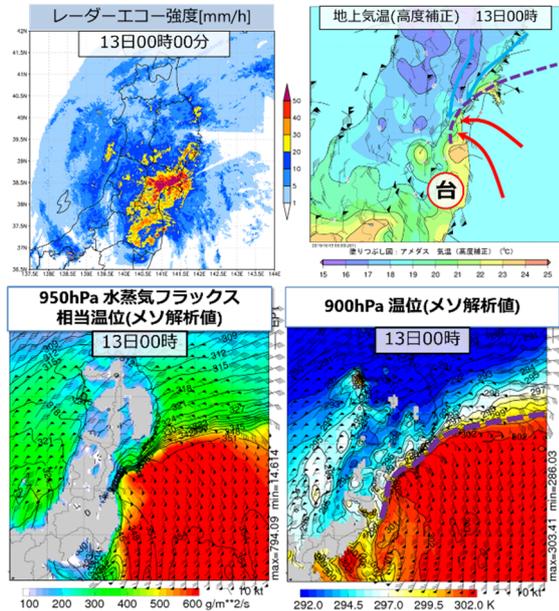


図5: (左上)10月13日0時のレーダーエコー強度、(右上)アメダス高度補正済み気温(点線は前線のおよその位置を示す)、(左下)メソ解析による13日0時の950hPa水蒸気フラックス(シェード)・相当温位(コンター)、(右下)900hPa温位(点線は前線のおよその位置を示す)

4-3. ステージ 3 (13 日未明 : 岩手県沿岸部を中心とした大雨)

図6に13日3時のレーダーエコー強度及びメソ解

析値を示す。台風第19号は宮城県沖にあり、前線は岩手県沖まで北上していた。台風の北には本体の雨雲がかかり、岩手県普代で1時54分までの1時間に95mmの猛烈な雨を観測するなど、岩手県沿岸北部を中心に強いエコーがかかっていた。普代付近の温位エマグラムから、800hPa以下は不安定であるものの、800hPa以上では強い安定層となっていたことがわかる。安定層を貫くような気塊の持ち上げ要因として、台風から供給される湿った空気が直接北上山地に衝突して強制上昇したことにより、対流雲が発達した可能性が考えられる。しかし、900hPa温位をみると岩手県沿岸北部は前線の北側に位置し、相対的な寒気場となっていた。950hPa水蒸気フラックスをみても岩手県沖の南東から吹き込む多量の水蒸気が直接供給されておらず、相対的に水蒸気量の少ない北東風が卓越する場であった。このため、対流雲が発達したメカニズムには、前線や地形による強制上昇以外の別の要因が示唆される。

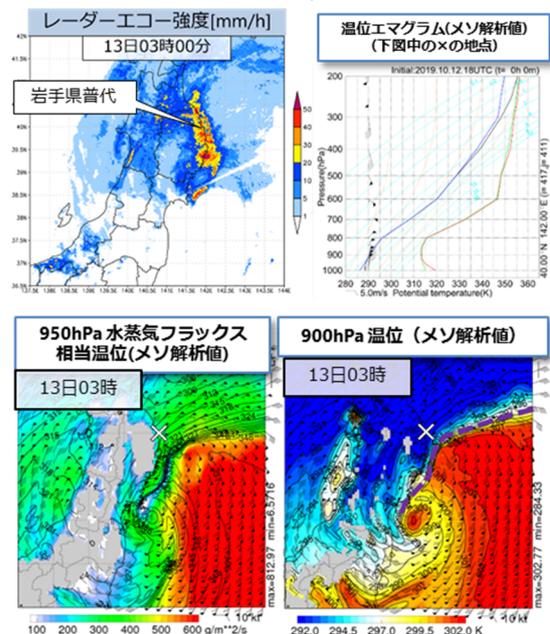


図6: (左上)10月13日3時のレーダーエコー強度、(右上)下図中の×地点における温位エマグラム、(左下)メソ解析による13日3時の950hPa水蒸気フラックス(シェード)・相当温位(コンター)、(右下)900hPa温位(点線は前線のおよその位置を示す)。

5. まとめと課題

令和元年台風第19号による東北地方での特徴的な降水システムについて3つのステージに区分し、メソスケール構造の解析を行った。台風の北上に伴い、太平洋高気圧の縁をまわる暖湿気と相対的な寒気との間で温位勾配が大きくなったことにより、前線構造が強化され、対流雲の発達につながったと推測した。ただし、地形の影響を色濃く反映した降水分布や、ステージ3の相対的な寒気場内での大雨など、別の要因の存在も示唆される。降水システムへの水蒸気の供給や気塊の持ち上げについては、「その2」でより詳しく構造を解析する。

【参考文献】

- ・田ノ下、2020 : 令和元年台風第19号による東北地方における顕著な降水システムの解析、令和元年度NHM技術検討会資料

令和元年台風第 19 号による東北地方における顕著な降水システムの解析（その 2） ～JMANHM による解析～

☆高橋 未来・田ノ下 潤一・梅田 朋佳（仙台管区気象台予報課）

要旨

令和元年台風第 19 号により東北地方で発生した特徴的な 3 つの降水システムについて、下層暖湿気の持ち上げ要因や気流構造を調査するため、JMANHM による再現実験を行った。台風接近による気圧傾度の増大で北東からの冷氣と南東からの暖湿気の流入が強まったことや、前線北側の下層冷氣が山岳に衝突し等温位面を上昇させたことで、地形に沿った形で前線構造が強化され、南東からの暖湿気がこの前線に流入して持ち上げられ、対流雲として発達したことが明らかとなった。

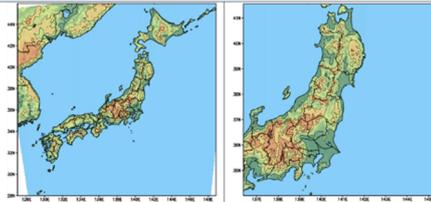
1. はじめに

本報告は梅田(2020)の報告に続くもので、主に下層気塊の持ち上げ要因や対流雲周辺の気流構造を調べるために行った、JMANHM による再現実験の解析結果についてまとめる。

2. JMANHM による再現実験

メソ解析を初期値・境界値とした JMANHM 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、台風の進路が 1～2 時間程度遅く、これに伴い着目した降水システム発現のタイミングにずれもあるが、気流構造を解析するには十分な再現性を持っていた(図略)。

表 1：JMANHM の計算設定

実験名	5km_ctl	2km_ctl
初期時刻	11 日 21JST	12 日 9JST
初期値・境界値	メソ解析	5 km_ctl
水平解像度	5 km	2 km
格子数(x, y, z)	400×400×70	420×420×70
予報時間	36 時間	24 時間
タイムステップ	20 秒	8 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	なし	
乱流過程	MYNN2.5	
計算領域		

2-1. ステージ 1(12 日夕方：阿武隈高地周辺の大 雨)

図 1a の再現された降水を見ると、強い降水が阿武隈高地周辺に計算されている。図 1b の 300K 等温位面高度では、日本の東から東北南部にのびる前線の北側で等温位面高度が高まっていることに加えて、阿武隈高地周辺でも等温位面高度が高くなっていることから、その領域で冷氣層が形成されていた。図 1c の相当温位鉛直断面では、太平洋側から日本海側に向かって高い相当温位を持った下層気塊が等温位面を滑昇し、高度 1 km 付近に達して対流雲を形成していた。図 1d の流跡線解析では、前線北側からの北東風が阿武隈高地に衝突し乗り上げている。その上に南東からの気塊が滑昇

し、5000m 程度まで上昇していた。この結果から、前線北側の北東風が阿武隈高地に衝突して乗り上げて冷氣層を形成し、阿武隈高地の南側で温位勾配が増大して前線構造が強化されていた。この前線や冷氣層を南東からの暖湿気が滑昇して、対流雲として発達したと考える。

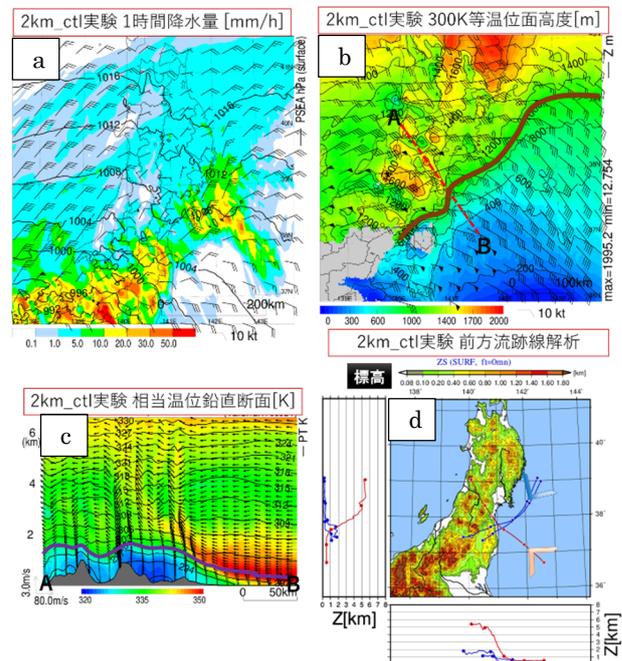


図 1：(a)2 km_ctl 実験における 12 日 17 時の前 1 時間降水量。(b) 12 日 17 時の 300K 等温位面高度（シェード・コンター）で茶実線は総観スケールの前線。(c)12 日 17 時の AB 断面の相当温位（シェード・コンター）で紫実線は 300K 等温位線。(d)12 日 14 時を基点とする前方流跡線解析で 12 日 16 時～17 時に宮城県を通過。

2-2. ステージ 2(12 日夜遅く：宮城県沿岸部を中 心とした大雨)

台風が福島県付近まで北上すると共に東北南部の気圧傾度も増大し、暖かく湿った南東風と相対的に冷たい北東風が強化されていった。これにより図 2b の 300K 等温位面高度の勾配が、宮城県沿岸部で大きくなり、日本の東から宮城県沿岸部にかけての前線構造を強化していた。図 2c の鉛直流跡線断面では、宮城県沿岸部の前線付近で下層から強い上昇流が計算されている。図 2d の流跡線解析でも、南東からの暖湿気が宮城県沿岸部で上昇していた。この結果から、台風の接近により

日本の東から宮城県沿岸部にのびる前線構造が強化され、この強化された前線面に南東からの暖湿気が衝突して持ち上げられ、対流雲として発達したと考える。

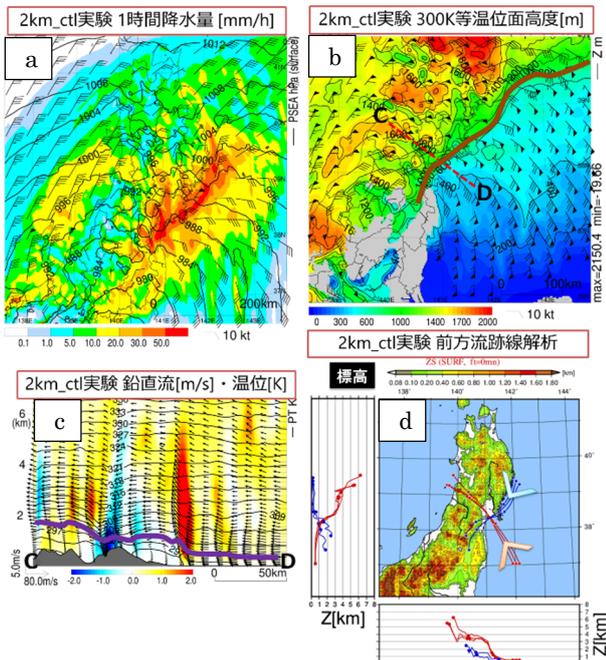


図 2: (a) 2 km_ct1 実験における 13 日 2 時の前 1 時間降水量。(b) 13 日 2 時の 300K 等温位面高度 (シェード・コンター) で茶実線は総観スケールの前線。(c) 13 日 2 時の CD 断面の鉛直流 (シェード)・温位 (コンター) で紫実線は 300K 等温位線。(d) 13 日 1 時を基点とする前方流跡線解析で 13 日 2 時~3 時に宮城県を通過。

2-3. ステージ 3 (13 日未明: 岩手県沿岸部を中心とした大雨)

図 3a の再現された降水は、岩手県沿岸部から宮古沖にかけて強雨を計算していた。図 3b の等温位面高度では、岩手県沿岸部の海上から宮城県沿岸部にかけて温位勾配が増大し、茶実線で示す総観スケールの前線が解析でき、強雨域と対応が良い。しかし、前線の北側にも強雨域がのびている。前線の北側には茶点線で示すように、岩手県沿岸部に沿って温位勾配が増大していた。ここで、図 3c の相当温位鉛直断面を見ると、太平洋側から日本海側へ向かって高相当温位を持った下層気塊が等温位面を滑昇していた。図 3d の前方流跡線解析では、北東からの気塊が北上山地に衝突して乗り上げ地形に沿って移動しており、南東からの気塊が北上山地の手前から上昇し始め、5000m 程度まで上昇していた。また、図 3e の後方流跡線解析では、南東からの暖湿気が、図 3b に示す温位勾配増大域 (茶点線) 付近で上昇し、6000m 程度まで達していた。この結果から、北東からの冷気が北上山地を乗り上げて冷氣層を形成し、南東からの暖湿気流入に伴い、前線構造の強化や前線北側で温位勾配を増大させていたことが分かった。この前線や冷氣層に沿って南東からの暖湿気が滑昇したことで、対流雲として発達したと考える。

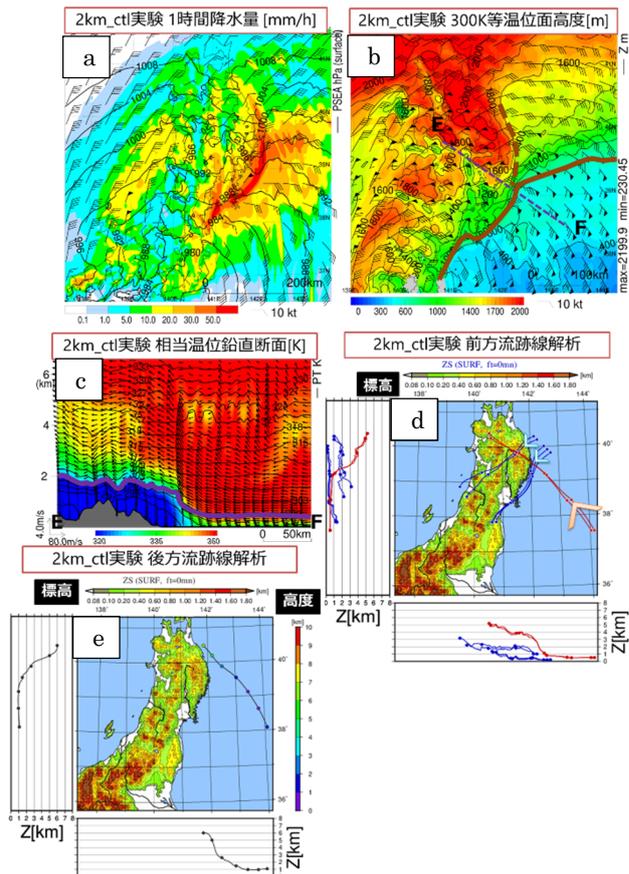


図 3: (a) 2 km_ct1 実験における 13 日 3 時の前 1 時間降水量。(b) 13 日 3 時の 300K 等温位面高度 (シェード・コンター) で茶実線は総観スケールの前線、茶点線は北東からの冷気により形成された温位勾配の増大域。(c) 13 日 3 時の EF 断面の相当温位 (シェード)・温位 (コンター) で紫実線は 300K 等温位線。(d) 13 日 0 時 (赤) と 1 時 (青) を基点とする前方流跡線解析。(e) 13 日 4 時を基点とする後方流跡線解析。流跡線は、岩手県沿岸北部付近に 13 日 3 時~4 時到達。

3. まとめ

JMANHM による再現実験を行い、特徴的な 3 つのステージごとに降水システムの調査を行った。ステージ 1・3 では、前線北側の相対的な冷気が山岳に衝突して上昇することによって冷氣層を形成した。そのため、地形に沿った形で温位勾配が増大し、南東の暖湿気の流入に伴って前線構造が強化されていた。また、ステージ 2 では台風が接近することで北東からの冷気と南東からの暖湿気の流入が強まり、日本の東から宮城県沿岸部にかけての前線構造が強化されていた。この強化された前線面や冷氣層を暖湿気が滑昇することで、対流雲として発達したことが分かった。

一方、前線の寒気側にあたる山岳の北東斜面で降水が強まった点については、本報告で述べた降水システム以外の要因も影響していると考えられる。JMANHM の雲物理過程などの計算設定を変更した計算結果と、今回の計算結果を比較して検討したい。

【参考文献】

- ・田ノ下、2020: 令和元年台風第 19 号による東北地方における顕著な降水システムの解析、令和元年度 NHM 技術検討会資料
- ・荒木、2020: 雲科学入門、日本気象学会 2020 年度夏季大学

2019年10月25日のCADに伴う千葉県の大雨の地形・境界層スキームに対する感度
*小原 涼太¹, 岩崎 俊樹¹, 山崎 剛¹, 鈴木 健斗²

1. 東北大学大学院理学研究地球物理学専攻, 2. 気象庁情報基盤部

1. はじめに

2019年10月25日は、千葉県を中心とする大雨事例では、Cold-Air Damming (CAD)が発生しており、関東平野から流れ出す寒気と南東から流れ込む暖気との間で明瞭な局地前線が形成された。10月25日00UTCの下層における温位と風(図1a)を見ると、北東～東北東の風によって関東に流入した寒気が南向きに曲げられて伊豆諸島方面へと流れ出し、その南東面に局地前線が形成されていた。しかし、前日(10月24日)を初期値とする気象庁のMSM(水平解像度5km)の予想では局地前線と降水が実際より北西側に予想されていた(図1b)。CADの寒気の張り出しの強さは、局地前線の位置に影響し、降水の位置決定に重要な役割を果たしたと考えられる。本研究では地形・境界層スキームの違いに対する前線と降水の位置の感度を、非静力学モデル(JMA-NHM)を用いた感度実験により調べた。

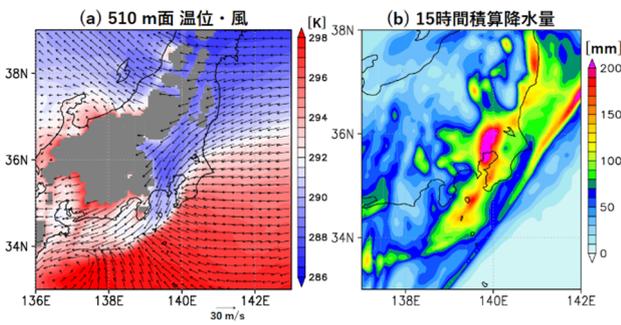


図1. a)10月25日00UTCのMSM解析値から作成した、高度510mにおける温位(カラー)と風(ベクトル). b)10月24日21UTCを初期時刻とするMSMの10月25日12UTCまでの15時間積算降水量予想値.

2. 使用データと実験設定

使用データは、気象庁の全国合成レーダー-GPV(水平解像度1km)と気象庁メソ解析(水平解像度5km, 初期・境界値に使用)である。JMA-NHMを用い、初期時刻を千葉県で降水が強まる直前の10月24日21UTCとして図2に示す2つの領域でそれぞれ水平解像度3kmと1kmの数値実験を次の8通り行った(3km実験と1km実験は独立して行っており、1km実験は3km実験からのネストでないことに注意)：

- ①dx3_EO_Deardorff ⑤dx1_EO_Deardorff
- ②dx3_EO_MYNN3 ⑥dx1_EO_MYNN3
- ③dx3_MO_Deardorff ⑦dx1_MO_Deardorff
- ④dx3_MO_MYNN3 ⑧dx1_MO_MYNN3

各数値実験の命名規則は dx{解像度}_{用いた地形}_{用いた境界層スキーム}である。MO, EOは鈴木(2019)^[1]で用いられた方法でGTOPO30(解像度約1km)の地形データから作成したMean OrographyとEnvelope Orographyを示している。MYNN3は改良 Mellor-Yamada レベル3スキームを用いたことを示す。すべての数値実験で積雲対流パラメタリゼーションは用いず、雲物理過程に氷相を含む2-momentバルク法を用いた。

図2. 各解像度の数値実験の計算領域。着色部分が3km実験、黒枠内が1km実験の計算領域を示す。

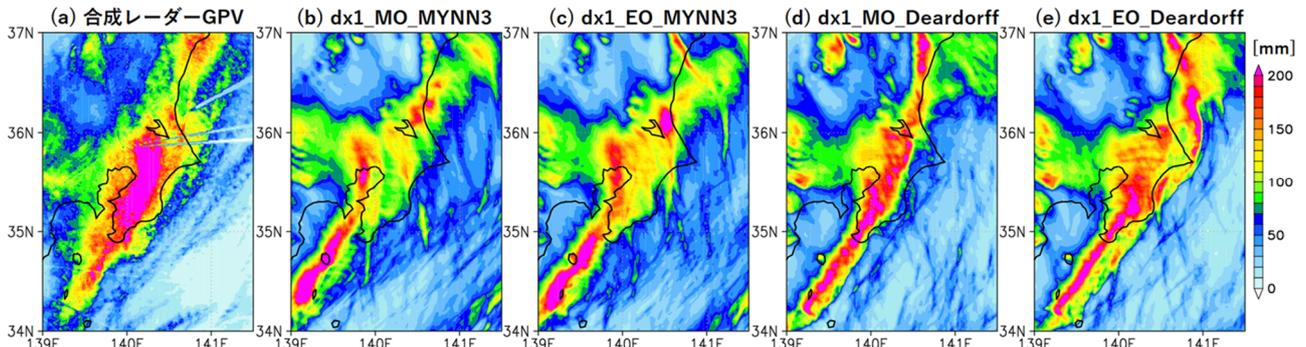
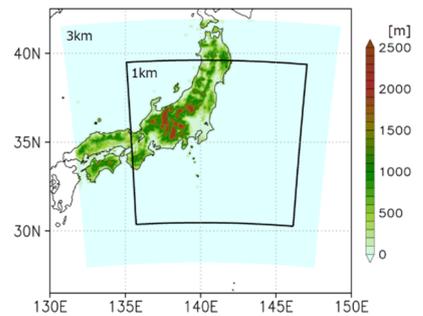


図3. 合成レーダー-GPVで計算した10月24日21UTCからの15時間積算降水量[mm](a)と1km実験で計算された15時間積算降水量[mm](b~e).

3. 結果

合成レーダー-GPV から計算した 10 月 24 日 21UTC からの 15 時間積算降水量と、1km 実験で計算された同期間の積算降水量を図 3 に示す(3km 実験の図略). dx1_MO_MYNN3 では実際の強雨域よりも西に強雨域が計算されており(図 3a,b), これは MSM の予想と同様の傾向である(図 1b). 地形を EO に変更した場合(図 3c)や境界層スキームを Deardorff に変更した場合(図 3d)には降水位置がより南東に計算され, dx1_EO(or MO)_Deardorff は千葉県に強雨域を計算できている(図 3d,e). 3km 実験でも, EO や Deardorff スキームを用いた場合に降水位置がより南東側に計算される傾向は同様で, 地形の違いのインパクトは 3km 実験の方が大きかった(図略).

図 4 に, 高度 250m において 10 月 25 日 00UTC から 3 時間平均した温位 (dx1_EO_Deardorff), 同様に平均した温位の A-B 断面 (図 4b), 293K の等温位線の位置の比較 (図 4c: 250m 面, 図 4d: A-B 断面)を示す. 寒気の南東縁に等温位線の集中帯があり(図 4a), その上を南東からの暖気が上昇している(図 4b). 293K 等温位線の水平位置を比較すると, 降水の位置の違いと同様にどちらの解像度でも MO より EO, MYNN3 より Deardorff で等温位線がより南東に位置している(図 4c, 3km 実験の図略). また, 鉛直断面で比較すると, MO に比べて EO では 293K 面の高さが全体的に高いが, MYNN3 と Deardorff は主に寒気先端の張り出しに違いがみられた(図 4d, 3km 実験の図略).

図は省略するが, MYNN3 における熱と運動量の渦拡散係数が Deardorff に比べて大きいことが確かめられ, 熱拡散・運動量拡散ともに関東の東海上で特に差が大きく, 運動量拡散については関東から流れ出す寒気内(東京湾から東海沖)でも大きな差がみられた. このような大きな差がみられた領域は, 海面温位が下層大気の温位より高い下層が不安定な領域であった.

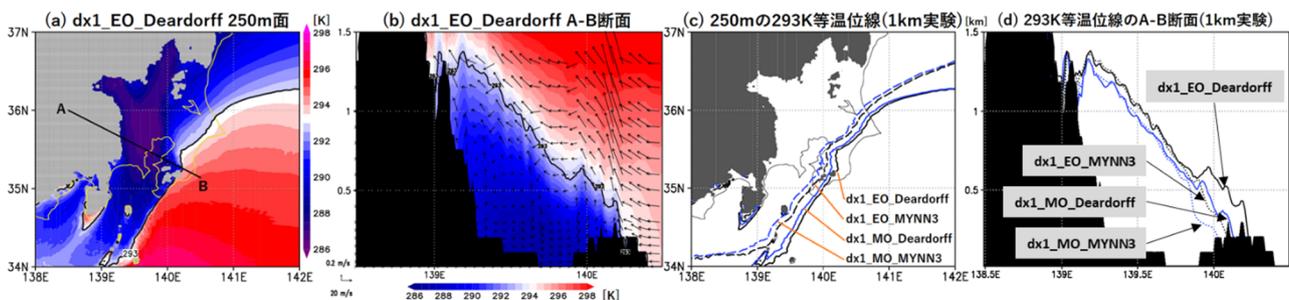


図 4. dx1_EO_Deardorff の 250m における温位 (a), A-B に沿う温位の鉛直断面 (b), 250m 面での 293K の等温位線の位置 (c; 黒が EO, 青が MO, 実線が Deardorff, 点線が MYNN3 を示す), A-B 断面における 293K の等温位線の位置 (d). すべて 10 月 25 日 00UTC からの 3 時間平均値.

4. 議論

EO で前線位置と強い降水域がより南東に計算されるという結果は, 関東内陸の山が高いほど寒気がより張り出しやすいとする, Margules の 2 層モデルに基づく鈴木(2020)の解釈と整合的である. また, Deardorff スキームを用いた場合に前線位置と強い降水域がより南に計算されるという結果は, Oizumi et al., 2018 [2]の伊豆大島の大雨の事例解析と同様であり, MYNN3 の方がより混合を強く計算しているという点も同様であった. 熱拡散の違いによる寒気量の变化という熱力学的な効果と, 運動量拡散の違いによる下層の風の場の変化を通した寒気の流れの変化という力学的な効果の両面から前線位置の違いを生じるメカニズムを検討する必要がある. また, 風上からの寒気流入量の変化と前線の位置するその場の混合の違いがそれぞれどのように影響したのかについても検討する予定である.

5. まとめ

2019 年 10 月 25 日に関東で発生した CAD は降水発生位置に強く影響しており, 地形と境界層スキームの違いは CAD の寒気の張り出しの程度に違いを生じることで降水位置の違いをもたらすことが確かめられた. また, これらは MSM における大雨の予想降水位置のずれに影響した要因として考えられる.

6. 参考文献

[1] Suzuki, K., T. Iwasaki, T. Yamazaki, 2020: Analysis of Systematic Error in Numerical Weather Prediction of Coastal Fronts in Japan's Kanto Plain. *JMSJ*, Advance online publication.

[2] Oizumi, T., K. Saito, J. Ito, T. Kuroda, Le Duc, 2018: Ultra-High-Resolution Numerical Weather Prediction with a Large Domain Using the K Computer: A Case Study of the Izu Oshima Heavy Rainfall Event on October 15-16, 2013. *JMSJ*, **96**, 25-54.

7. 謝辞 数値モデルの計算には東北大学サイバーサイエンスセンターの大規模科学計算システムを利用した.

2014年12月16日に発生した晴天乱気流事例のWRF-LESによる解析
 *吉村僚一(東北大学工学研究科航空宇宙工学専攻),鈴木健斗(気象庁情報基盤部),伊藤純至(東北大学理学研究科),焼野藍子,大林茂(東北大学流体科学研究所),菊地亮太(京都大学産官学連携本部)

1. はじめに

国土交通省の統計によれば航空事故原因の約半数は乱気流によって占められており,回避策の向上が求められている。「晴天乱気流」は対流雲を伴わず,一般には飛行機がレーダーで事前に察知することが困難である。晴天乱気流はジェット気流付近のせん断流に起因するKelvin-Helmholtz(KH)不安定が主な原因とされ[1],山岳波や,低層の対流に伴う重力波が上空で砕波することがきっかけとなり発生することもある。このような乱気流による事故を減らすため,現在ドップラーライダーによる前方風速観測値を制御入力とする逐次飛行制御(JAXA, DLR など)や翼荷重変化を入力するパッシブな舵面制御(Tamarack など)といった,様々な技術開発が行われている。これら飛行制御技術の開発には,最終的には実機による飛行試験により実条件での性能調査が伴う。従って,数値流体計算により詳細かつ物理的に整合性のある乱気流場を再現し,仮想的な飛行試験により危険評価を行うことができれば,非常に有用であると考えられる。また,仮想空間上で新しい飛行制御則の評価も可能となり,開発を効率化することも期待される。そこで,本研究では過去に発生した乱気流事故事例に関してWRF-ARWによるLES解析を実施し,乱気流含む当時の大気場を再現することを試みる。

2. 注目した事例

本研究では2014/12/16 10:35-10:38 UTCに北関東上空で発生した乱気流事故の事例解析を行う。乱気流の発生要因をWRF-ARWを用いて調査するとともに,最終的にLESを用いた乱気流構造の詳細解析の実施を目標とする。運輸安全委員会(JTSB)の事故調査報告書[2]によれば,アメリカン航空280便は10:35頃,140E-140.5E,36.7N,高度8.2kmにて晴天乱気流に遭遇し,+1.8Gから-0.88Gの鉛直加速度変化が起きた。これにより計11名の乗員・乗客が負傷した。雲頂高度とフライトレベルの関係およびシグメット情報から,フライトレベルと雲頂はほぼ同じ高度であり,また乗員も「時々薄い雲がかかる状況」と述べていることから揺動の原因は晴天乱気流であったとみられる。当時は低気圧が急速に発達しながら関東南岸を北東進していた(図1)。

3. 解析条件

まずWRF-ARWを用いた数値解析により乱気流含む当時の気象場の解析を試みた。図2にドメイン構成を示す。137E,37Nを中心とする(1950 km)²の領域を第1ドメインとし,水平分解能は3 km,鉛直方向は100層,高度4 kmより上空は格子幅180 mに設定した。加えて第2(1 km)・第3ドメイン(0.25 km)とダウンスケーリングした。第1ドメインの初期・境界条件には水平分解能5 kmのMSM解析値を用いた。積分時間は事故発生の約16.5 h前から約1.5 h後とした。鉛直混合はMYJ PBLスキーム,水平混合は水平スマゴリンスキームを使用した。第3ドメインではDeardorffモデルを利用し,乱気流を解像するLarge-Eddy Simulation (LES)を行った。

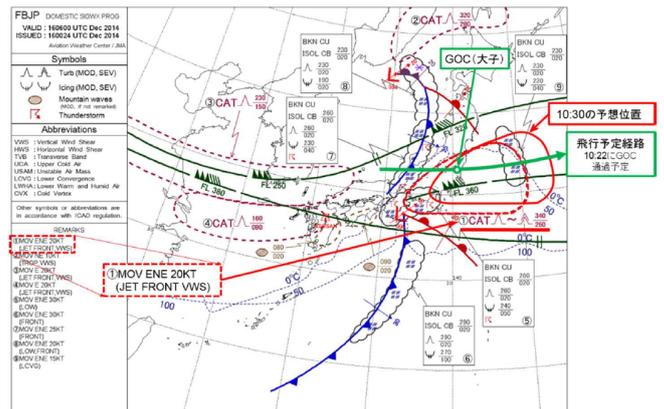


図1 当時の悪天予想図 ([2]から引用)

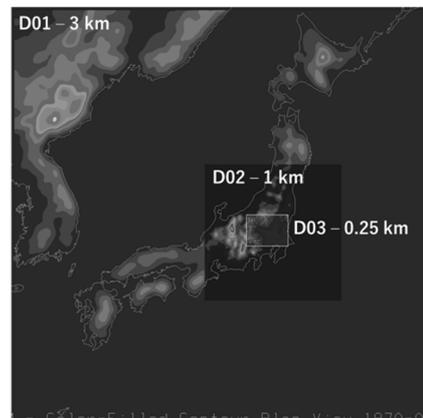


図2 計算領域

4. 当時の気象場の解析

WRF-ARWによる予測は本州南岸を発達しながら北東

進する低気圧を再現した。MSM 解析と比べて気圧配置、降水域のずれは小さく、総観場を適切に再現した。第 1 ドメインの解析結果 (図 3) に注目すると、遭遇時刻・地点付近では勾配リチャードソン数(Ri)が 0.25 以下となるせん断層不安定領域がみられた。不安定領域は雲物理量混合比が大きい空域の直上、また温位の鉛直勾配が緩やかな場所に対応している。Ri<0.25 の不安定領域は、高度 11 km に位置する上層ジェットとその下部の高度 6-7 km の風速が小さい領域の間で形成された (図略)。37.75N, 139.5E から水平距離 80 km 付近に位置する波長約 11.6 km の波は、せん断層不安定領域で発生する KH 波に相当すると考えられる。不安定領域で発生する KH 波の最大波長は[3]の方法で算出すると 12.6 km となり、ドメイン 1 の解析において、KH 波を捉えられたと考えられる。

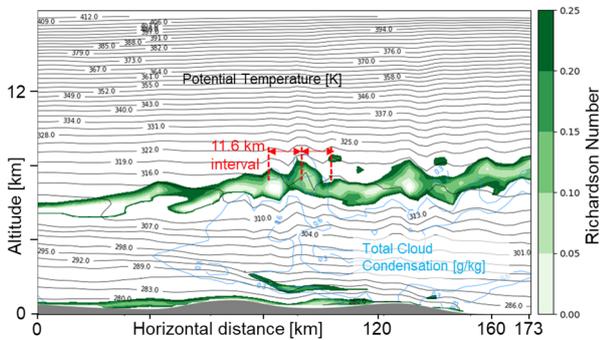


図 3 第一ドメイン 37.75N, 139.5E - 36.75N, 141E の断面図

5. 乱気流の発生要因の検討

遭遇時刻の 4.5 h 前に雲物理過程を OFF にした計算では、遭遇地点付近の Ri は比較的大きく、強いせん断は生まれず KH 不安定も誘起されなかった。湿潤対流による運動量輸送が対流雲上部の南西風を減速し、混合領域直上でのせん断の強化に繋がったとみられる。

地形除去実験では、地形ありと同様の領域に KH 不安定を伴う Ri<0.25 の領域が現れた上に KH 波の波長は地形ありの計算と同等であったため、地形による晴天乱気流の生成への影響は小さいと推察される。

6. LES の結果

第 3 ドメインでは、乱気流のより詳細な構造を捉えることが出来た。図 4 は遭遇時刻の 30 分前における鉛直風速場である。矢印 AB で示したように、鉛直風速の比較的强大な変動が規則的に生じている様子が観察できる。計算ドメイン内には 2014/12/16 08:00~11:00 においてこのような強い風速変動が絶えず存在しており、遭遇した乱気流と同じ性質を持つ乱気流を時刻ずれ・位置ずれはあるものの再現できたと考えられる。図 5 は矢印 AB に沿った鉛直断面において温位(黒実線)・鉛直

風速(赤：上昇気流、青：下降気流)・Ri を可視化している。高度約 8 km に分布する緑色の等値線は Ri=0.25 を示す境界であり、この内側は Ri<0.25 の不安定領域である。鉛直風速変動はこれに沿ってみられる。特に点 A から水平距離 40~55 km の区間において上昇・下降流域が規則的に分布しており、KH 不安定が誘起されると分かる。また、境界層スキームを用いていた第 1 ドメインと異なり明確な渦を捉えており、鉛直風速変動は、50 km 地点の渦において最大 24 m/s(水平 2 km)以上と予測されていた。

7. まとめ・今後の予定

今回は、総観場を適切に再現した計 3 ドメインの WRF 解析において、乱気流の発生要因を明らかにしたとともに、発生地点において最大 24 m/s(水平 2 km)の鉛直風速変動を捉えることが出来た。

今後は LES により得られた大気場に注目し、乱気流強度指標を推算するとともに、6 自由度運動モデルをベースとするフライトシミュレータを使用し、飛行機が経験する G 変化を推算することを目標とする。

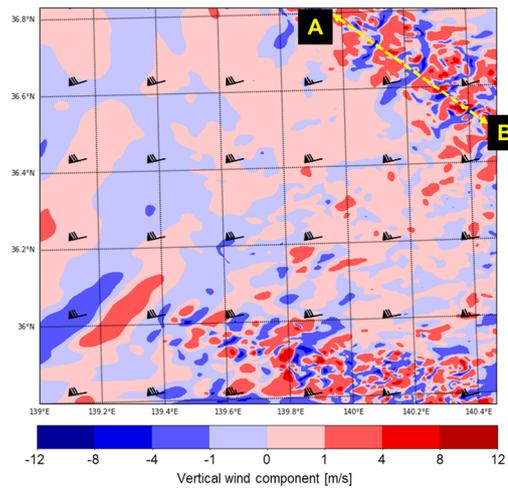


図 4 2014/12/16 10:06 UTC, 高度 8.2km の鉛直風速分布

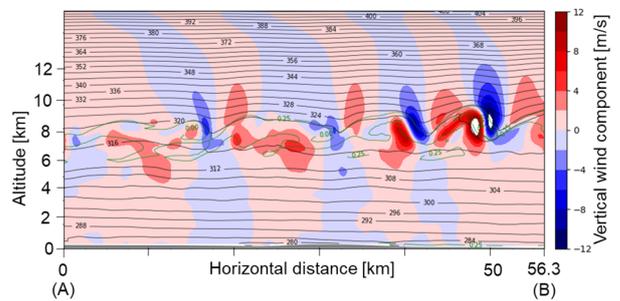


図 5 図 4 の矢印 AB に沿った断面図。緑色等値線は Ri=0.25

8. 参考文献

- [1] Ellrod, G.P. et al., 1992, *Wea. Forecasting*, 7, 150-165.
- [2] JTSB Accident Report, AA2016-2.
- [3] Scorer, R. S., 1969, *Radio Sci.*, 4, 1299-1308.

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

谷田貝亜紀代・今井雅・前田未央
(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 年から降水観測を行ってきた。弘前 (図 1 中心付近) 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し、周囲を山に囲まれているため、ひろだい白神レーダーは津軽平野の低層雲や雪雲の発達・進行過程の理解に貢献することが期待されている。一方、降雪水の観測・定量評価は難しい課題であるため、雨量計を元にした APHRO_JP 日降水量 (Kamiguchi et al., 2010) 作成手法に、雨量計の捕捉率補正を適用した特別降水データ (Masuda et al., 2019) を真値として、レーダー反射強度・ドップラー速度の情報から降雪を予測するための機械学習を試みているので報告する。

2. データと解析手法

ひろだい白神レーダーの観測値の得られる 2014 年 1 月から 2019 年 3 月の冬季 (12, 1, 2 月) を対象期間とする。ひろだい白神レーダーは、PPI と RHI 観測を行っているが、本研究では PPI 4 仰角 (2.5, 3.0, 4.0, 5.0 度) における反射強度とドップラー速度 (視線方向の風速) を用いた。すなわち 8 要素を本研究では用いた。観測範囲は、図 1 のように弘前から半径約 60km の範囲である。

AMeDAS 雨量計データに捕捉率補正を適用した特別グリッド降水量データは、Kamiguchi et al.(2010), Masuda et al. (2019)の手法により、0.05 度 (約 5km) で計算した (ここでは APHRO_JP と呼ぶ)。その一例を図 2 に示す。同時間に含まれるひろだい白神レーダーの反射強度画像を図 3 に示す。レーダー画素の格子間隔は約 120m である。

まずはじめの試みとして、レーダーデータを図 2 の APHRO_JP の格子間隔(0.05 度)、1 時間平均値に平均してそろえて機械学習を行った。無降水日も対象とし、図 1 や図 3 に示す山影のため計測できないエリアやグラウンドクラッターなど非降水エコーも、機械学習の対象とした。5 冬季分で有

効なサンプルは 1,341,372 組となった。

機械学習は、Google のフリーソフトである TensorFlow と Keras を用い、5 冬季の 4 仰角の反射強度とドップラー速度 (入力層) を、APHRO_JP 特別降水量 (出力層) に対して学習させた。

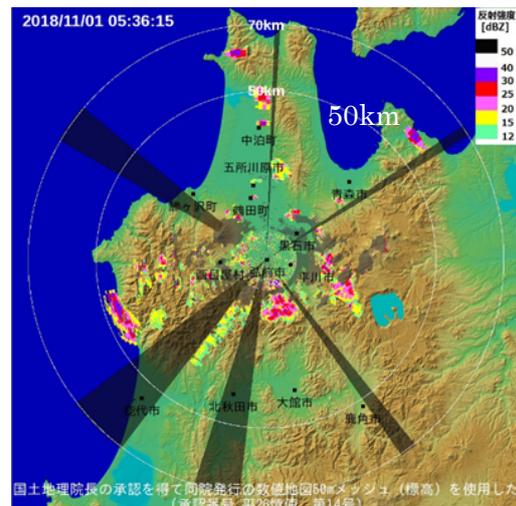


図 1 : ひろだい白神レーダ観測例

(2018 年 11 月 1 日 5:36:15JST. 反射強度 (dBZ))。灰色の部分には仰角 2.5 度では計測されないエリアである。

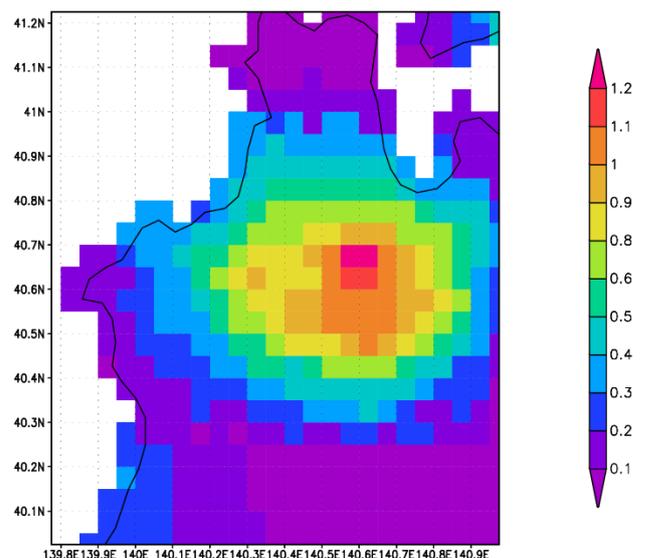


図 2 : APHRODITE 特別降水 (捕捉率補正後, APHRO_JP) の例。2017 年 1 月 5 日 10-11 時 JST の降水量 (mm/h)。

20170105103006_025

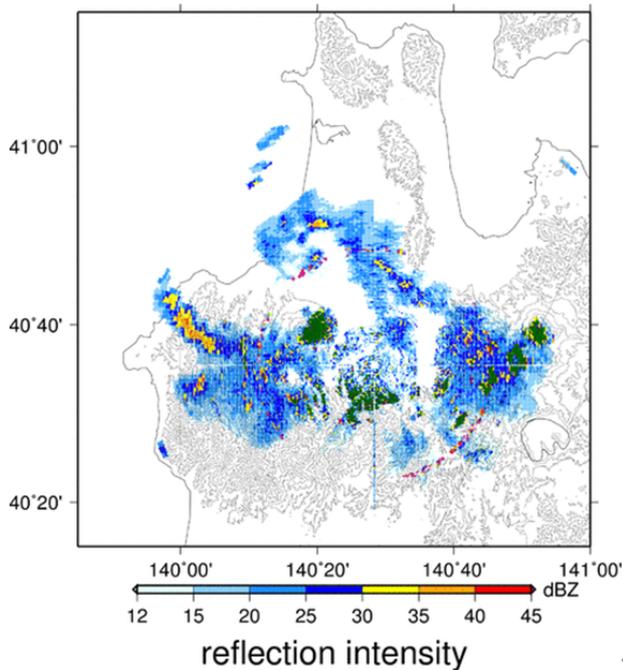


図3：ひろだい白神レーダー反射強度（仰角 2.5 度）の例。2017 年 1 月 5 日 10:30JST の反射強度 (dBZ)。

3. 結果と考察

1,341,372 組の同時間、同 0.05 度格子にそろえたデータのうち 20%のデータを検証にとりわけ、80%のデータにより中間層 2 層、ノード数 64 で、学習させ、検証した結果、平均誤差 3mm/h を超え有効な学習に至らなかった。

次に、8 要素に位置情報（緯度経度）を加え 10 要素を入力値とし、同様に APHRO_JP を出力とする学習をさせた結果、平均誤差 0.26 mm/h に改善された（図 4）。

さらに、入力層に地形情報を 6 要素加えて 16 要素とし、同様に学習させた結果、平均誤差は 0.24 mm/h となり、大きな改善には至らなかった（図 5）。

弘前周辺の降雪量の短時間予測のため機械学習を引き続き行う。

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.

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.

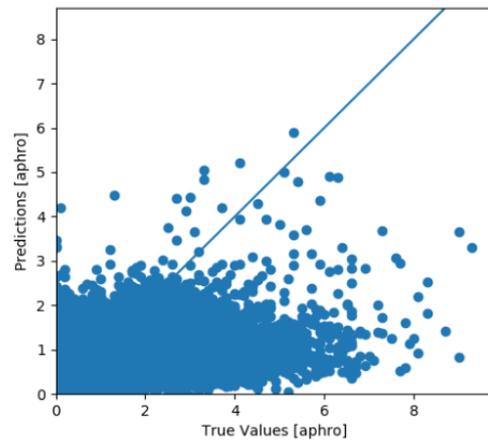


図4 20%の学習に用いていないデータで検証した結果。横軸 APHRO_JP, 縦軸レーダーから推定した降水。入力層のノード数は 10。

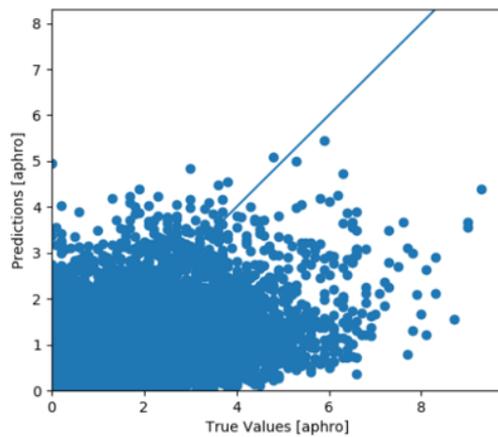


図5 図4に同じ。ただし、入力層のノード数は 16。

XバンドMPレーダーを用いた発雷域の調査

☆氏家 健太郎 (盛岡地方気象台)

1. はじめに

仙台レーダーの二重偏波化が 2020 年度中に控えており、現業業務で二重偏波レーダーを効率的に用いる手法が今後求められると考えられる。二重偏波化することで得られる多くのレーダーパラメーター全てを用いて実況監視を行うのは業務上あまり現実的ではない。本調査では発雷に関与するレーダーパラメーターの調査を行った。発雷域周辺を二重偏波パラメーターに高さを加えた 8 種のデータに対して主成分分析を行い、発雷により関連が深いパラメーターを調査した。その結果を 2020 年 8 月 29 日から 30 日までの発雷事例に当てはめ、発雷時の状況を説明するのに有効なレーダーパラメーターとその値について調査した。

2. 調査データ、レーダーデータの集計方法

調査データには、2019 年 6 月から 9 月までの LIDEN データを用いて、二重偏波レーダーである XRAIN 涌谷局（宮城）から、半径 75km 以内に発雷 100 発以上を検知された日を対象とした。レーダーデータは極座標データである。発雷時のデータの集計方法は、発雷があった際の緯度経度データを中心に約 500m の領域で観測されるレーダーデータ全てを抽出、平均している。また、発雷の誤データを取り除くため、抽出した領域の中から降水強度が 1mm 未満となる領域を除外している。

3. 雷雲内の降水粒子を判別するのに有用と考えられる二重偏波パラメーター

雷の発生には積乱雲内に存在するあられと氷晶が衝突することで帯電していく過程があることから、二重偏波パラメーターはあられや氷晶の存在を示唆できるものが有効であると考えられる。表 1 に本調査で使用した二重偏波パラメーターを示す。この中から、過去の研究 [2] において降水粒子の状態を判別できる可能性が特にあるものは、降水粒子の形態や粒形分布の情報を得られる ZDR、降水粒子の不揃いさを示す ρhv、強雨時降雨量推定に有効とされている φDP と KDP である。また、単偏波の気象庁レーダーでは発雷域付近で強い反射強度が観測されることから各反射強度も重要な要素であると考えられる。

4. 発雷時の二重偏波データの主成分分析

発雷時の二重偏波データの中から、より関与の強い二重偏波パラメーターを調査する。主成分分析は多次元データを低次元データに縮約する手法である。今回用いる 8 種類のデータを縮約して別の主成分へと置き換え、置き換えた主成分の中から、雷に特に関係の深い主成分を抽出する。その後抽出した各主成分を構成する元の 8 種類のデータの割合から、雷域の状況をよく観測できるデータを推測する。

5. 主成分分析の結果(累積寄与率)

図 1 に各主成分の累積寄与率を示す。PC は PrincipalComponent(主成分)の略である。図 1 から第 3 主成分で約 80%、第 4 主成分までで約 90%の情報を占めていることから、本調査では第 4 主成分までのデータを用いて調査を行った。

表1:二重偏波パラメーターと概要

Height	高さ
R	降水強度
ZH	水平偏波反射強度
ZV	垂直偏波反射強度
φ DP	(偏波間位相差)
	レーダーと観測対象間の往復位相変化
ρhv	(偏波間相関係数)
	降水粒子の不揃いさを示す
ZDR	(レーダー反射因子差) 降水粒子の縦横比
KDP	(偏波間位相差変化率)
	φ dpの距離微分、降雨量推定に有力

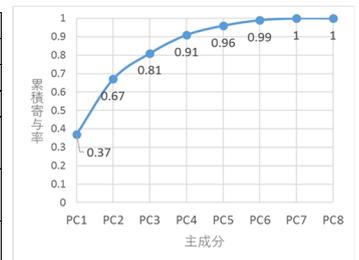


図1:主成分の累積寄与率

表2:各主成分の主成分負荷量

	Height	R	ZH	ZV	φ DP	ρhv	ZDR	KDP
PC1	-0.14	0.42	0.50	0.51	-0.01	0.25	0.31	0.37
PC2	-0.26	0.41	-0.28	-0.22	0.58	-0.28	-0.14	0.45
PC3	-0.69	-0.12	-0.09	-0.20	-0.15	-0.15	0.63	-0.16
PC4	0.46	0.07	0.13	0.09	-0.07	-0.79	0.36	0.04

各行、+1に近い値を緑、-1に近い値を赤に色分け

6. 第 1 から第 4 主成分の構成と解釈

表 2 に各主成分の主成分負荷量を示す。この値は各主成分との相関係数を表しており、1 に近いほどその主成分との相関が強く、-1 に近いほど負の相関があることを示している。

第 1 主成分は反射強度と降水強度が深く関係していることがわかる。雷を伴うほどの強雨では強い反射強度が示すことはよく知られている。ρhv と ZDR も次いで負荷量が大いことから発雷域では、複数の降水種別が存在し、降水粒子の大きさがばらつきやすいことが示唆される。また、各データの負荷量が満遍なく高いことから、単独の偏波パラメーターで雷を説明することが困難であることが推測できる。

第 2 主成分は降水強度と φDP と KDP の関係が強いことを示している。雷発生時に強い降水が伴うことが多いことを示唆している。二重偏波レーダーの降水強度推定には反射強度ではなく KDP が使われている。KDP は φDP の距離微分であることから第 1、第 2 主成分が共に降水強度に強く関係があるという事実は、KDP を注視することでほぼ賄うことができると考えられる。第 3 主成分と第 4 主成分は共に、ZDR と観測高度との対応がよいことを示している。

7.ZDR(レーダー反射因子差)と高度の関係

第 3、第 4 主成分についてより詳細に考察する。図 2 に ZDR と高度の対応をヒートマップで示す。各格子内の値は縦軸と横軸に対応するデータの出現数を表している。高度 4km 以下と高度 10km 付近にデータ集が見られる。ZDR は降水粒子の縦横比を示すパラメーターであり、この値が大きいほど扁平な雨粒が多いことを示している。通常雨粒は粒径が大きいと扁平になりやすく、氷晶の場合は扁平度があまり変化することはない。図 2 はこのことがよく反映されている。高度 4km 以下では衝突併合過程により降水粒子大きくなりやすいため ZDR が大きい。10km

付近の ZDR は小さく、氷晶とみられる降水粒子が存在することが示唆される。この鉛直分布は発雷機構とも矛盾しないが、高い雲頂からもたらされる降水であれば、同様の鉛直分布となる可能性が高い。そのため ZDR で氷晶判別するだけでなく、他のデータも用いて、判断する必要がある。KDP と ϕDP の高度との関係も同様に調査したところ、10km 付近と 4km 付近にデータのまとまりが見られた(図略)。 ρhv と高度には特徴的なデータの偏りが確認できなかった。ZDR と KDP、 ϕDP の組み合わせによって発雷を検出しやすくなると考えられる。

8.発雷域で観測される二重偏波パラメーターの値

主成分分析の結果から発雷を説明するのに有効なパラメーターとして ρhv と 10km 付近の ϕDP と KDP、ZDR の組み合わせが有力であると考えられる。これらのデータを集計し、発雷時にデータの出現率が 80%以上となるデータの範囲を、氷晶が存在しやすい高度 8km 以上からと、全データから集計した(表 3)。本調査では高仰角データが少ないため、高度は広めに 8km 以上とした。

9.二重偏波パラメーターを用いた雷検出

2020 年 8 月 29 日から 30 日までの発雷事例に対して雷の検出率を調査した。調査方法は、2 節と同様である。雷域周辺のレーダーデータを抽出し、表 3 のデータを適用している。雷のない降水に対しての誤検出率を調べるため、同じデータを同年 7 月 14 日の事例を対象に調査した。この事例は雲頂 11km で 1 時間解析雨量 10mm の降水が持続しており、雷が発生しなかった。14 日は雷が観測されないため、8 月 29 日から 30 日の雷の緯度経度データをダミーデータとして、適用している。

10.発雷時データを用いた発雷検出率と誤検出率

表 4 に各パラメーター単独での発雷検出率と誤検出率、表 5 に高度 8km 以上で ZDR、 ϕDP 、KDP を組み合わせたデータでの、雷検出率を調査した結果を示す。表 4 の検出率からいずれのレーダーパラメーターも検出率は 60%弱に留まっている。主成分分析の結果を裏付けるように、雷との対応が突出して高い二重偏波パラメーターはなく、雷の検出においては単独のパラメーターのみで判断することは困難であることがわかる。誤検出率も極めて高いが、降水粒子の不揃いさを示す ρhv は 40%弱となっており、 ρhv の値から発雷に必要な氷晶などの降水粒子が存在しづらい環境場だと判断できる可能性がある。表 5 では雷検出率にあまり違いはないが、 ϕDP と ZDR の組み合わせでは誤検出率が低い。誤検出率が低い理由としては、 ϕDP は弱雨域では変化が乏しく、強雨域では急激に増大する傾向があり、調査に使用した事例の 8km 以上の降水強度を見ると、雷を伴う降水では高い高度まで数 10mm の強い降水強度の分布が見られたのに対して、雷を伴わない降水では 10mm 未満の弱い降水しか観測されなかった。 ϕDP は発雷に寄与する強い上昇流によって巻き上げられた大きな降水粒子を観測できている可能性がある。更に ZDR で氷晶の存在を示唆できることから、 ϕDP と ZDR の組み合わせは強い上昇流と、上空の氷晶という発雷に必要な条件の一部を検出できる可能性がある

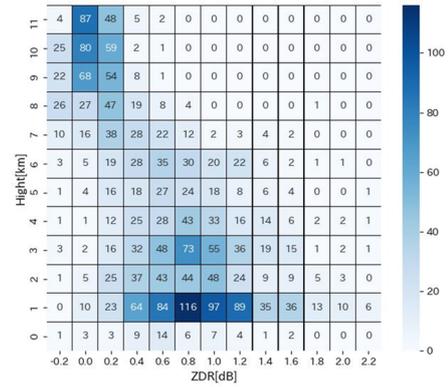


図2:ZDRと高度のヒートマップ

※ ϕDP と KDP でも同様のデータの偏りが見られた

表3:発雷域周辺で多く観測されたデータ

	高度指定なし	8km以上
KDP	-0.085~1.42	-0.4~0.6
ϕDP	51~67[deg]	50~60[deg]
ρhv	0.95~0.98	-
ZDR	0.4~1.4[dB]	0.4[dB]以下

表4:偏波パラメーターを用いた発雷の検出率
左枠:高度制限なしデータ 右枠:8km以上データ

	8/29-30雷あり		7/14雷なし	
	検出率[%]	誤検出率[%]	検出率[%]	誤検出率[%]
KDP	57.5	80.1	88.8	62.1
ϕDP	60.0	79.5	90.8	48.5
ρhv	59.8	-	38.5	-
ZDR	52.4	78.2	67.7	80.3

表5:8 km 以上データを用いた ZDR と ϕDP 、KDP の雷の検出率[%]

	8/29-30雷あり	7/14雷なし
	検出率	誤検出率
ZDR & ϕDP	78.2	30.3
ZDR & KDP	74.9	62.1

ると考えられる。

11.まとめ

8 種類のデータに対して主成分分析を行い、その結果から雷により関係の深いデータを調査した。主成分分析の結果から、単独のパラメーターでは雷の検出は難しいことがわかった。しかし 8km 以上の、 ϕDP と ZDR の組み合わせによって雷の検出率を高め、誤検出率を減らせる可能性があった。また、誤検出を減らすため、降水の不揃いさを示す ρhv は有用であると考えられる。

参考文献

- [1] 気象と大気のレーダーリモートセンシング 深尾、昌一郎; 浜津、享助
- [2] 2014 年 6 月 24 日 東京に降雹をもたらした積乱雲の二重偏波レーダー解析 山内洋 (気象庁 気象研究所) 他
- [3] Kdp-R 関係式の適用範囲拡張による X バンド MP レーダーの観測精度の向上 五道仁実 他

謝辞 利用したデータセットは、文部科学省の委託事業により開発・運用されているデータ統合・解析システム(DIAS)の下で、収集・提供頂きました。

ノイズの正規分布を仮定しない独自ガイダンスの作成（第2報）

寺内俊平(青森地方气象台)

1. はじめに

昨年度は、ノイズの正規性を仮定しないフィルタリング手法である粒子フィルタ（以下、PF）を導入し、カルマンフィルタ（以下、KF）で作成した独自ガイダンスとの比較を行うことで、頻度バイアス補正を行わなくとも適切な予測ができるかどうかという点に着目して調査を行った（寺内, 2019）。しかしながら、サンプルが八戸特地1地点ということもあり、実況の累積分布関数（以下、CDF）と独自ガイダンスのCDFに有意な差は確認できず、調査目的は達成できなかった。

そこで、本調査では、サンプル数を増やし、PFによるガイダンスの有効性についてより詳細に調査すべく、複数地点（青森県内のアメダスと特地）について調査を行ったので、その結果について報告する。

2. 調査対象

本研究では、調査対象を青森県内の観測点の内、風向風速計を整備している23地点とし、調査期間はMSMの力学コア更新以降の2017年3月～2020年3月の3年間とした。ただし、独自ガイダンス作成にあたっての設定（説明変数の決め方等）は寺内（2019）に準じ、独自ガイダンスの調査期間は2018年3月～2020年3月の2年間とし、検証期間は2019年3月～2020年3月の1年間とした。

3. 調査方法

はじめに、各観測点における風速とその観測点のMSMにおける最近傍の格子点における予測値との比較を行うことで、線形回帰を行ったときの誤差特性について調査した。次にその誤差特性を元にPFの誤差分布の設定について再考し、独自ガイダンスの再作成を行った。

4. 調査結果

4-1. 実況値とMSM予測値の誤差特性

図1は青森における東西風の実況値を目的変数、MSMによる東西風及び南北風の予想値を説明変数とした線形重回帰を行ったときの残差に関する正規Q-Qプロットである。中心付近だけを見ると、KFにおける観測ノイズの正規性の仮定は正しそうに見えるが、端のデータを見ると、直線から上下に外れていることが分かる。これは、データの分布の両裾の重さが正規分布と比較して重くなっていることを示しており、誤差分布が正規分布から外れていることが分かる。また、図

2の残差と梃子比をプロットしたグラフも確認すると、梃子比が0.01以下の点がほとんどであり、弱風側に引きずられていることがここからも分かる。なお、他の地点及び南北風の結果に関しても、非正規性が弱かった地点も散見されたが、おおよそ同様の結果が確認できた（図略）。この結果は、気象庁予報部（2018）で述べられている事実と矛盾しない。

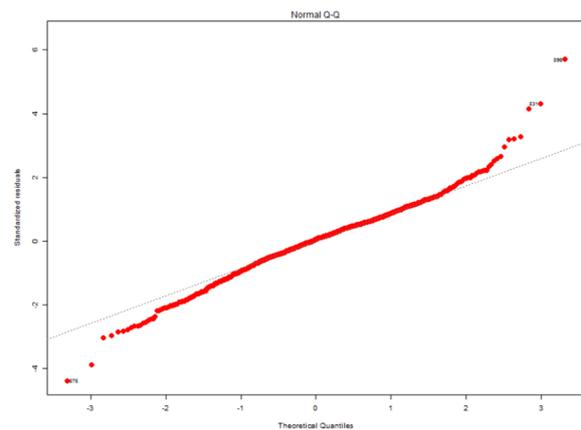


図1 12UTC初期値のFT=15の予測値を説明変数としたときの正規Q-Qプロット。横軸は分位点の理論値、縦軸は標本分位点、赤点は実況に対する線形重回帰による予測値の残差の分位点プロットである。

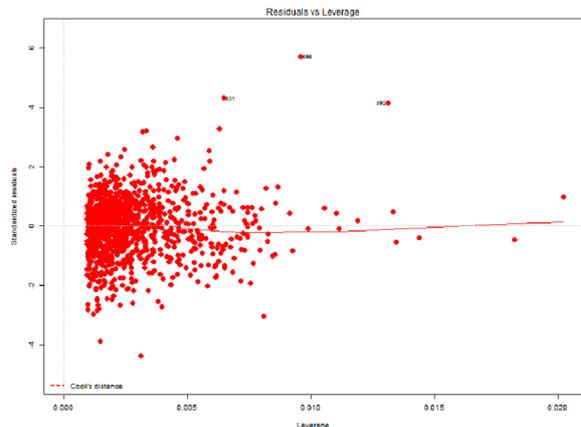


図2 図1と同じ設定のときの残差と梃子比。横軸は梃子比、縦軸は残差、赤点は実況に対する線形重回帰による予測値と実況値の残差値を示す。

4-2. 独自ガイダンスの作成結果

前節の結果より、観測ノイズの分布として、正規分布よりも裾の重い分布を仮定すれば、より適切な回帰式を作成できることが期待できる。そこで、PFの観測ノイズは寺内（2019）と同様に、裾の重い分布の一つであるコーシー分布に従うものとして、独自ガイダンスの作成を行った。ここでは特地4地点における精度評価の結果を表1

に示す。

表 1 FT=18 における KF によるガイダンスと、PF 及び自己組織化状態空間モデル（以下、SOSSM）を導入した PF によるガイダンスの 2 乗平均平方根誤差（以下、RMSE）。なお、Fcst は MSM の予測値をそのまま採用した場合の RMSE を示し、Gui は現業で使用されている最大風ガイダンスの RMSE である。

	むつ	青森	深浦	八戸
Fcst	1.63	4.00	2.36	6.22
Gui	1.29	1.51	1.36	2.52
KF	1.67	1.76	1.82	2.80
PF+ SOSSM	1.32	1.53	1.61	2.50

表 1 から、現用のガイダンスの成績には及ばないものの、どの地点においても KF による独自ガイダンスよりも、PF による独自ガイダンスの方が良好な成績を示していることが分かる。また、23 地点での結果に対しての Wilcoxon の順位和検定（以下、Wilcoxon 検定）でも、有意水準 5% で PF による独自ガイダンスの方が良好な成績という結果を示していた。これは、寺内（2019）でも述べた通り、PF の観測ノイズの分布としてコーシー分布を採用したことにより、外れ値に近い目的変数の推定に対してより頑健になった影響が考えられる。

次に、昨年度指摘のあった PF の実行に要する時間についても調査したので、その結果を表 2 にまとめる。

表 2 表 1 の各計算を 10 回繰り返し、その実行時間の平均値をとったもの。単位は秒。なお、実行環境は平成 30 年度整備の行政端末、開発言語は R である。

	むつ	青森	深浦	八戸
KF	51.1	50.8	51.4	49.8
PF+ SOSSM	54.3	54.3	53.8	53.7

表 2 から、PF の方が実行時間は長い傾向にあることが分かる。なお、Wilcoxon 検定でも有意水準 1% で有意（PF の方が実行時間が長い）であった。しかしながら、オーダーとしてみれば同じオーダーであり、粒子数を適切に設定する（本調査では粒子数を 1000 とした）ことによって、KF と同等の計算機負荷で計算できると言える。

最後に、現業のガイダンスとほとんど同じ精度を示した表 1 の八戸の事例における独自ガイダンスと実況の CDF を図 3 に示す。図 3 を確認す

ると、弱風時は PF と実況の CDF はほとんど一致しているが、10m/s 付近では、KF よりもむしろ予想が過多となっていた。このことは、PF の観測ノイズを非正規分布に従う仮定を置いたとしても、実況の頻度と合致するとは限らないということを示している。また、寺内（2019）で示した事例において再調査したところ、PF に SOSSM を導入した場合、RMSE の値は改善するものの、夜間のように一般に風が弱くなる時間帯においては、弱風側の予測を多く出すようになってしまい、PF においても結局回帰式が弱風側に引きずられてしまうことが分かった（図略）。

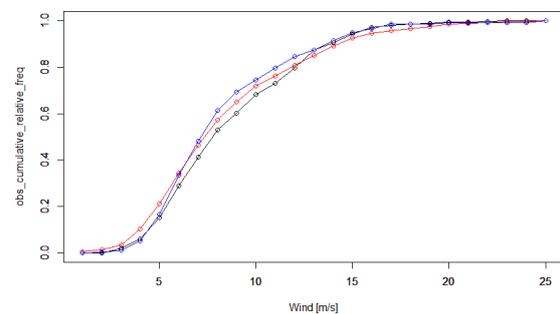


図 3 独自ガイダンス及び実況の CDF。黒線が実況、赤線が KF による独自ガイダンス、青線が PF による独自ガイダンスの CDF を示す。

5. まとめ

PF による最大風ガイダンスは、非正規分布（コーシー分布）に従う観測ノイズを導入することで、KF による同ガイダンスよりも良好な成績を残しうるが、PF においても頻度バイアス補正を行う必要があることが分かった。

6. 今後の課題

当初の一番の目的であった頻度バイアス補正の回避については否定的な結論となったが、一方で、PF によるガイダンスの作成に関しては有効性ある程度示すことができた。

今後は、MEPS の出力値を説明変数にしたガイダンスや統合型ガイダンスに PF アルゴリズムを適用する、といった別の方向でさらなる有効性の検討を行いたい。

参考文献

寺内俊平, 2019: ノイズの正規分布を仮定しない独自ガイダンスの作成, 令和元年度青森地区調査研究会 気象庁予報部, 2018: ガイダンスの解説. 数値予報課報告・別冊, (64), 248pp.

融雪予測手法の比較・検討

☆加茂 祐一（福島地方気象台）

1. はじめに

現在、融雪予測に使用している式は、「以前福島地方気象台で実施された調査によるもの」というメモがあるものの、調査資料などは残っておらず、詳細は不明となっている。そこで、この式の詳細を調べてみることにした。また、融雪予測には一般的な手法(Degree-Hour法・Degree-Day法、熱収支法)と比較してみた。

2. 融雪予測式に関するレビュー

融雪予測は仙台予報課イントラで閲覧できる。計算式は融雪量をM（ミリ）として

$$M=2.74 \times T_{eff}-1.1$$

降水がある場合は、

降水時間24時間・・・25ミリ加算

降水時間12時間・・・12ミリ加算

T_{eff} ：日平均気温（℃）

（ただし $T>0^{\circ}\text{C}$ のみで計算）

福島地台のメモによると、「昭和37年調査研究会 川添による」とある。だが、当該資料を見ても、現在使用している予測式の記述がなく、気温にかかる係数（融雪係数）も異なる（4.5程度）。

一方で、降水時の融雪量加算については、当該資料に「凝結に伴う熱量」という記述があり、その参考文献である真木（1955）に記述がある。ただ、その値の決め方は「データを俯瞰して、このくらいだとちょうどよさそう」というような記述であり、今後定量的な検討が必要と思われる。

結局、現在使用している計算式がそのまま記述されている資料は探し出すことができず、降水時の融雪量加算についての記述のみ見つけることができた。

3. 調査方法

2009年～2020年寒候期のアメダスを用いた。融雪係数を計算する際には、2009年～2015年寒候期のデータを用いた（積雪深計のある地点のみ）。比較した計算方法は、熱収支法・

日平均気温を使用したDegree-Day法（以下「通常DD」）、有効日平均気温を使用したDegree-Day法（以下「有効DD」）・Degree-Hour法（毎時の気温を使用）・現行の計算式とした。「有効日平均気温」とは、毎正時の気温のうち 0°C より高い場合のみで計算した日平均気温である（現行の計算式でも使用されている）。熱収支法の計算には、気温以外に相対湿度・風速・日照（日射）が必要であるが、相対湿度については、2013年5月以前はGPS可降水量GPS可降水量フラックスから露点温度を推定（近藤（1994））して相対湿度に変換し、その後は局地解析値より切り出した。また、日射量は、衛星による推定値を利用した。

融雪の計算・評価は、次の通りとした。

気温 2°C 以下の降水を「雪」として積算し積雪水当量とみなす。降水がない場合や「雨」の場合は、気温（熱収支法の場合はその他の要素も使用）に応じて融雪量を計算し、積雪水当量から減じる。積雪深観測値が「0cm」となった日を基準として、積雪水当量が「0mm」となった日のずれを評価する（負値は「早い」、正值は「遅い」を示す）。

4. 調査結果

各手法のずれについて、RMSEを計算した結果（府県・地方ごとにまとめた地域）を表1に示す。どの手法の誤差が最小となるかは、地域によってバラつきがあり、はっきりした結果は読み取れない。東北地方における各年の

表1 各計算手法による消雪日の RMSE

	熱収支法	Degree-Hour法	Degree-Day法 (日平均気温)	Degree-Day法 (有効日平均気温)	現行の計算式 (川添による)
全国	26.0	115	118	122	12.0
東北	25.8	131	133	144	14.1
青森	25.5	94	11.8	12.8	14.9
秋田	25.5	104	9.6	11.2	12.3
岩手	24.3	169	18.0	18.3	15.2
宮城	28.4	189	19.9	20.6	21.3
山形	25.5	131	12.3	13.3	12.6
福島	27.3	123	10.6	12.6	11.2
北海道	33.8	98	9.7	10.6	9.9
新潟	26.6	128	11.9	11.9	15.0
北陸	20.4	124	13.1	12.3	15.5

誤差分布 (図略) をみると、通常DD・有効DDが、年毎のバラつきが比較的小さいように見える。通常DDと有効DDは似ていて、どちらがよいとも言えない。また、全体的に、日本海

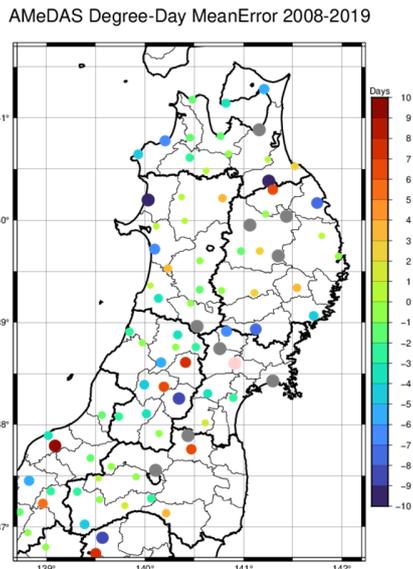


図1 通常 DD における 2009～2020 寒候年の誤差平均
右のスケールにない色は、
ピンク色：+10 日以上
灰色：-10 日以下を示す
円が大きいほど誤差が大きい。

側内陸部のバラつきが小さく、日本海側沿岸、太平洋側のバラつきが大きい傾向があるようだ。また、降雪量の多い年は、熱収支法以外の方法は消雪が遅れる傾向があり、現行の計算式で顕著である。

5. まとめ

仙台管内で使用している融雪量の計算式について、残っているメモなどを元に過去の文献を探した。計算式そのものを記述した文献は見つからなかったが、降水時の融雪量加算に関する記述を見つかることができた。しかし、定量的な議論ではなく、今後検討する必要があると思われる。

AMeDAS Kawazoe-Method MeanError 2008-2019

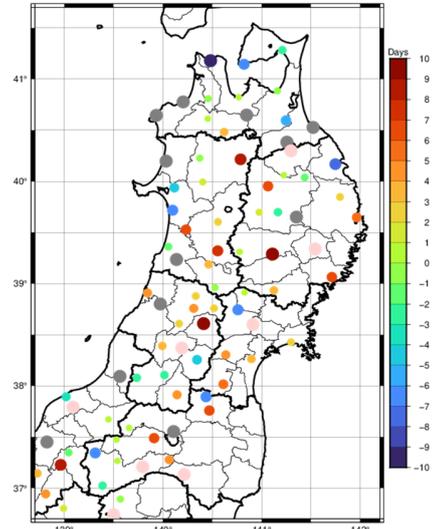


図2 現行の計算式における 2009～2020 寒候年の誤差平均。
色・円の説明は図1と同じ

融雪計算の各手法 (熱収支法・通常DD・有効DD・Degree-Hour法・現行の計算式) を比較した。現行の計算式よりも通常DDの方が消雪日の誤差が小さい傾向があることがわかった。

なお、熱収支法に使用した相対湿度 (2008年10月～2013年5月分) はGPS可降水量・GPS可降水量フラックスから推定した。GPS可降水量の算出には、国土地理院の電子基準点等観測データを使用し、カリフォルニア工科大学によるソフトウェアGIPSY-OASIS IIを使用している。

参考文献

川添信房, 1962: 最上川上流の融雪洪水ワークシートについて (「真木の方法」のワークシート化とその補足), 秋田・山形地区調査研究会資料, 11-16p
近藤純正, 1994: 水環境の気象学 ー 地表面の水収支・熱収支ー, 朝倉書店, 86-87p
真木宏一他, 1955: 山形県積雪総合調査報告 (昭和 30 年度) 完結号

東北部で梅雨明けが特定できなかった年の循環場の特徴

☆西村有真 池田友紀子（地球環境・海洋課）

【要旨】東北部で梅雨明け特定できなかった年の8月の循環場は、日本付近の海面気圧が低くなる負のPJパターンと、亜熱帯ジェット気流が日本付近で平年より南偏する特徴がみられることがわかった。

1. はじめに

気象庁では、気象予測をもとに行う梅雨の入り明けの速報とは別に、梅雨の季節が過ぎてから春から夏にかけての天候経過に基づいた検討を行い、統計値として確定している。東北地方は梅雨入り明けの統計を行っている最北の地域であり、梅雨明けが特定できなかった年が他の地域が0回～3回であるのに対し東北部7回、東西南部5回と最も多く、東北地方が梅雨明け特定でき、他の地域が梅雨明け特定できなかった年はこれまでにない。2020年夏は、梅雨前線が東北地方周辺で停滞し、前線通過後も悪天が多く、安定した晴天が続かなかつたため、東北部では梅雨明けが特定できなかった。このような梅雨明けの不明瞭をもたらす要因を明らかにすることは、今後の梅雨明け特定の判断の一助となることが期待される。

2. 調査方法

ここで1951年以降、東北部で梅雨明けが特定できなかった1993,1998,2001,2003,2009,2017,2020年の7年分を「梅雨明け不明年」とし、1991年からの梅雨明けが特定できた23年分を「梅雨明け特定年」と定義する。

それぞれの8月平均の循環場の合成図を作成し、平年値からのずれの大きさ（偏差）の特徴を調べた。平年値は1981～2010年の30年間の平均である。図の作成には大気循環場データ気象庁55年長期再解析（JRA-55）による解析値を用いた。

3. 結果

梅雨明け不明年の8月平均500hPa高度合成図を図1(a)に示す。本州付近は高度が低く、トラフとなっており、天候が不順であったことが示唆される。高度場は沖縄付近で高く、本州付近で低く、アリューシャンの南で高くなっており、高低が交互に現れるパターンが北米へのびている。図1(b)の梅雨明け特定年ではこのようなパターンは見られず、日本付近にサブハイが張り出している。

このパターンについてより詳細に調べるために梅雨明け不明年の8月平均海面気圧(以下、SLPと記述)の

合成図を図2(a)に示す。地表付近でも500hPa高度と似た気圧配置のパターンが見られる。このようなパターンは、負のPacific-Japan (PJ)パターンと呼ばれ、フィリピン付近での対流活動が平年より不活発（高気圧偏差）となることで、その下流に位置する日本付近で下降気流が弱まり、高気圧が弱まる（低気圧偏差となる）メカニズムが提唱されている。このとき日本付近への太平洋高気圧の張り出しが弱まり、天候不順の夏になりやすい。図2(b)に示すように、梅雨明け特定年の8月平均SLPでは、このようなパターンはみられず、日本付近は高気圧偏差に覆われている。

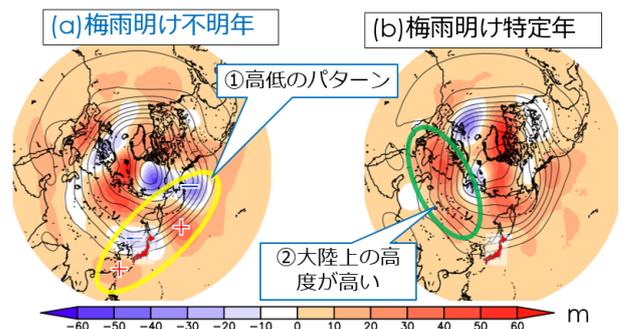


図1 8月平均北半球500hPa高度・偏差の合成図

(a)梅雨明け不明年を合成。高度が高い領域を+、低い領域を-で示す。(b)梅雨明け特定年を合成。等値線間隔は60m、陰影は平年からの偏差を示す。

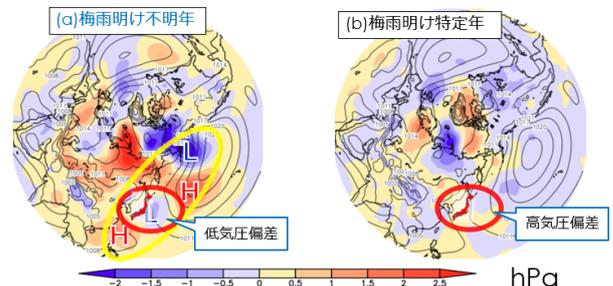


図2 8月平均北半球SLPの合成図

(a)梅雨明け不明年を合成。高気圧偏差をH、低気圧偏差をLで示す。(b)梅雨明け特定年を合成。等圧線間隔は3hPa、陰影は平年からの偏差を示す。

PJパターンに関連して対流活動を知る指標としてOLRを調べた(図3)。OLRは衛星で観測されている外向き長波放射量を示し、地表または雲などから放射

されている赤外線エネルギーを表している。発達した積乱雲の雲頂は低温のため OLR が小さくなることから、対流活動の活発な領域を示す指標となる。梅雨明け不明年の OLR 合成図 (図 3(a)) はフィリピン付近は対流不活発が顕著で、太平洋高気圧の日本付近への張り出しが弱い負の PJ パターンと整合していた。梅雨明け特定年 (図 3(b)) ではフィリピン付近の対流活動は比較的活発でこのような傾向はみられなかった。

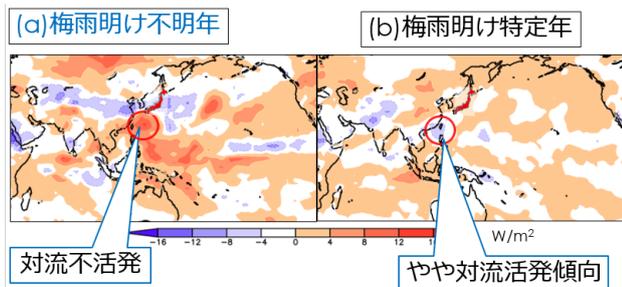


図3 8月平均北半球 OLR の合成図
(a) 梅雨明け不明年を合成。(b) 梅雨明け特定年を合成。
陰影は平年からの偏差を示す。暖色系が対流不活発、寒色系が対流活発を示す指標となる。

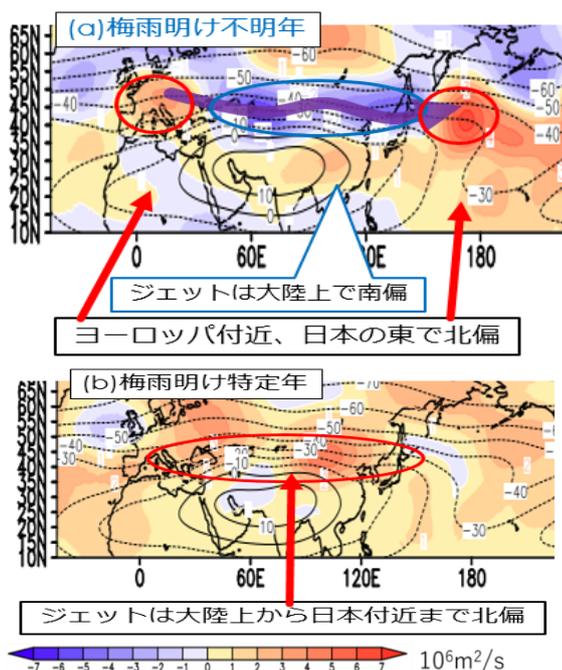


図4 8月平均 200hPa 流線関数の合成図
(a) 梅雨明け不明年を合成。高気圧性循環偏差を赤、低気圧性循環偏差を青、ジェットのスネ行を矢印で示す。(b) 梅雨明け特定年を合成。等値線間隔は $10 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、陰影は平年からの偏差を示す。

対流圏中層の 500hPa 高度のパターンは、対流圏上層のジェット気流のスネ行を反映していると考えられるため、偏西風の解析に用いる 200hPa 流線関数に着目する。図 4(a) に梅雨明け不明年の 8 月平均 200hPa 流線関数合成図を示す。ヨーロッパ付近で高気圧性循環偏差、カスピ海の東と大陸東岸で低気圧性循環偏差、

北太平洋中部に高気圧性循環偏差がみられ、亜熱帯ジェットの南北のスネ行が明瞭である。ユーラシア大陸上の北緯 40 度付近はおおむね負偏差となっており、亜熱帯ジェットが平年より南偏していることを示している。同様の傾向は梅雨明け不明年の 7 月の循環場でもみられている (図略)。図 4(b) の梅雨明け特定年は、モンゴルから本州付近にかけて正偏差となる逆のパターンが見えている。このような亜熱帯ジェット上を伝播するロスビー波列は地中海からユーラシア大陸を越えて日本付近にまで達することからシルクロードパターンと呼ばれている。亜熱帯ジェットより極側の北緯 65 度付近に見られる正負のパターンは寒帯前線ジェットに沿った波列パターンに対応しており、梅雨明け不明年と特定年で正負の位相が逆になっているように見えるが、日本付近への影響は不明瞭である。

4. まとめ

梅雨明け不明年は対流圏下層では負の PJ パターン、対流圏上層では日本付近が負偏差となるシルクロードパターンが特徴的である。小坂 (2011) によれば、シルクロードパターンに伴い PJ パターンが励起されていることが示唆されており、両者は可分ではないが、それらの関係はまだ十分には理解されていない。

過去の梅雨明け時期の検討からは、フィリピン付近の対流が活発になるタイミングと合わせて太平洋高気圧が張り出し梅雨前線を北上させ、梅雨明けがもたらされることがわかっている。梅雨明け不明年は、太平洋高気圧の日本付近への張り出しが弱く、月単位の時間スケールでも下層の低気圧偏差がはっきりと確認できる。また、大陸上で亜熱帯ジェット気流が平年に比べ南偏し、日本付近がトラフとなっており、梅雨前線を北へ押し上げることができていない。上層と下層において梅雨前線を停滞させる要因が重なったとき、梅雨明け特定ができないような雨・曇りの続く天候がもたらされると推測される。

ただし、梅雨明け不明年の循環場を各年ごとにみると、2020 年は傾向が異なり、亜熱帯ジェットは大陸上で南偏していたものの、日本付近は上層下層とも強い高気圧性循環偏差を示していた。期間を分けて解析すると、8 月前半は亜熱帯ジェットは日本の西で南偏していたが、8 月後半は日本付近で大きく北に蛇行していた。このように、2020 年はこれまでの梅雨明け不明年と異なる特徴を示しており、今後、更なる事例収集を行った上、追加の調査が必要と考える。

参考

- ・気候情報課, 2013 : 季節予報作業指針.
- ・小坂優, 2011 : シルクロードパターン再考, 天気, 58.

北西太平洋における Tropical Cyclone に伴う降水分布の解析

*谷田貝亜紀代, 坂下悠乃, 白川彩乃 (弘前大学)

1. はじめに

台風の降水量に関して、衛星観測データを中心とした研究が行われてきた。Lonfat et al. (2004) では、最大降水量は Tropical Cyclone (TC) の強さに比例して大きくなることが報告された。また、世界の6つの海域の中でも北西太平洋地域は TC 降水量が最大であることが分かった (Kamahori, 2012)。これらの研究では、6時間降水データから TC の日平均降水量を算出し、解析している。2015年以降、新たな衛星プロダクトが作成されたことで、近年の TC について高い空間解像度、時間解像度での解析が可能となった。また、TC に伴う降水の中でも、日変化に関する研究や、発生初期段階の降水分布についての研究は少ない。そこで、本研究では1時間降水データを用いて、熱帯低気圧から台風、温帯低気圧への発達・変化を含めた TC の降水分布を高解像度で解析したので報告する。

2. データと解析手法

日本域には地上観測によって作られたレーダーアメダス解析雨量、それ以外の陸海域には衛星観測を中心として作られた GPM IMERG Final Precipitation を使用して降水データを結合し、0.1度格子の1時間降水グリッドデータを作成した。また、RSMC Best Track Data による TC 中心位置データを用いて、TC 中心から1,000 km 以内の降水を TC 降水とし、2015年から2018年の7月から10月に北西太平洋で発生した TC を対象として降水分布を解析した。中心が赤道以北、180E以西のものを対象とした。

なお、TC は、熱帯低気圧(TD)、台風(最大風速から、Tropical Storm (TS: ≥ 17 m/s)、Severe Tropical Storm (STS: ≥ 25 m/s)、Typhoon (TY: ≥ 33 m/s) とする)、温帯低気圧(EC)の5つのカテゴリーに分類し、それぞれ合成した。

特別 TC 降水を、中心位置の時間から6時間ごとに朝(18-00UTC)、昼(00-06UTC)、夕方(06-12UTC)、夜(12-18UTC)に区分し、中心位置が15度ずれる場合に1時間の補正を施した。

3. 結果

熱帯低気圧、台風(TS・STS・TY)、温帯低気圧

の5つの階級に分類し、4つの時間帯ごとの降水分布の日変化を調べたうちから、台風(TS, STS, TY)を図1に示す。なお、縦軸と横軸は TC 中心からの距離を角度で示し、縦軸が南北(北が正)横軸が東西(東が正)となっている。また、紙面の都合から、TY についてのみ朝との差を図2に、中心をとる南北・東西断面の日変化を図3に示す。

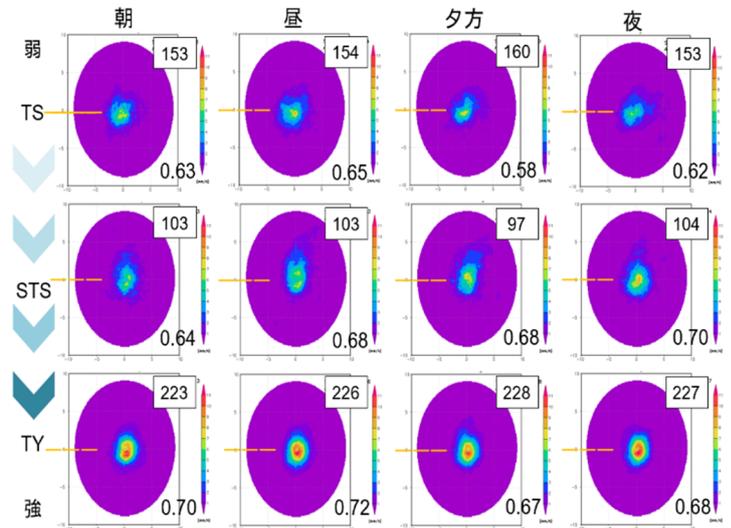


図1 台風(TS,STS,TY)の降水分布の日変化.

各パネルの右上の数字はサンプル数を、右下の数字は平均降水量 (mm/h).

図1から最大風速が増大するにつれて中心付近の降水量が強くなっていることが分かる。TS (図1上段)では、強い降水域は TS 中心よりも南側に現れ、そこから北東方向に降水域が分布している。朝と他の時間帯を比較すると(図略)、昼は中心付近とその東側、夕方と夜は中心付近と北東で強く、朝は南側の降水が強くなっている。断面図を見ると(図略)、東西方向より南北方向で降水領域が中心付近に集中している。

STS (図1中段)は TS と比較して降水域が南北方向に広がっている。特に朝と昼では、降水の極大域が南北に2カ所みられる。朝と他の時間帯を比較すると(図略)、昼と夕方は中心付近と北側での降水が強いことが分かる。また、夜は中心から半径250 kmの領域で強い降水がみられる。断面図を見ると(図略)、降水域が南北方向に拡大し、STS 中心付近での降水は少なく、南北に100km

のところで降水ピークが現れるなど、南側からの暖湿な空気の流入により、アイウォールでの積乱雲が発達したことに由来しているのではないかと推察される。

TY(図1下段)は同心円状に降水域が広がっているが、中心での降水は小さく、中心から100 km前後にかけて強い降水があり、特に南側に顕著にみられ、時間帯に分けても分布は似ている。領域全体では、昼に最も降水が大きくなっている。朝と他の時間帯を比較すると(図2)、昼は中心付近とその北側、夕方は西側、夜は中心付近や西側で強く、朝は中心から約100 km南側で強いことが分かる。また、これらの比較から、夕方には北から西にかけて、朝には南から東にかけての降水帯がより明瞭であることから、スパイラルバンドの分布が表れていると考えられる。

TY中心の南北断面図(図3上段)では、どの時間帯も中心付近は降水が小さく、南側100 km前後にピークがあり、南北非対称の構造となっている。STS(図略)と比較して中心での降水の減少が大きく、台風の眼がさらにはっきりと現れている。また、東西断面図(図3下段)では、同様に中心付近の降水が小さく、東側にかけての100 km前後にピークがある。最大値は、夜に11.2 mm/h、昼に10 mm/hであるが、朝と夕方はそれぞれ8.8 mm/h、8.2 mm/hとなり小さいことが分かる。

降水の特徴は個々のTCで大きく異なることから、今後は進路の違いや夏台風・秋台風による分類、上陸時の影響など、さらに詳細な解析が必要だと考えられる。また、降水の日変化の要因について、水蒸気量や海面温度、風の収束状況など様々な気象要素との関連を議論する必要がある。

4. まとめ

本研究では、2015年から2018年7月から10月にかけて北西太平洋で発生したTCを対象として、熱帯低気圧、台風(TS,SYS,TY)、温帯低気圧の5つのカテゴリーに分類し、それぞれの降水分布の日変化を高解像度で解析した。

TSでは、中心から500 km以内に降水域がまとまっていた。また、南北方向での降水が強く、ピークは中心から南側50 km付近に現れていた。STSの降水ピークは中心より50 kmから100 kmほど離れたところに現れ、夕方、夜の降水が強くみられた。TYでは、南側と東側100 km付近にピークがあり、南北、東西に非対称な分布であった。降水は朝に相対的に小さいが、分布に大きな差はみられなかった。

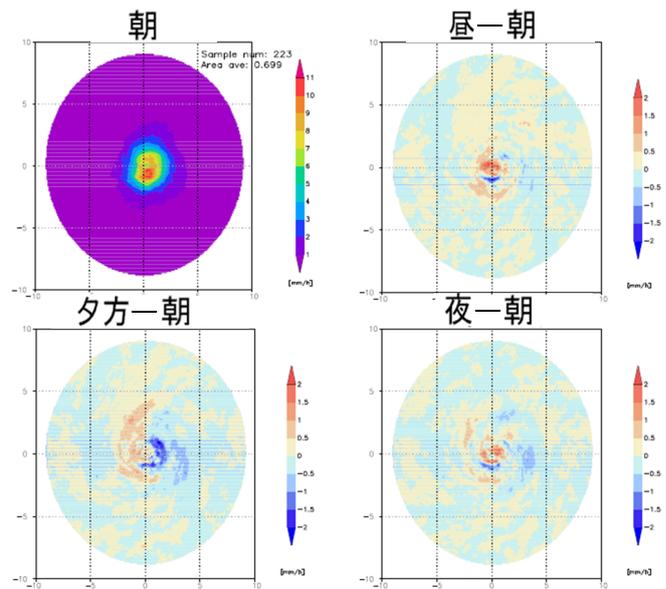


図2 台風(TY)における降水分布の日変化(朝との差分)。

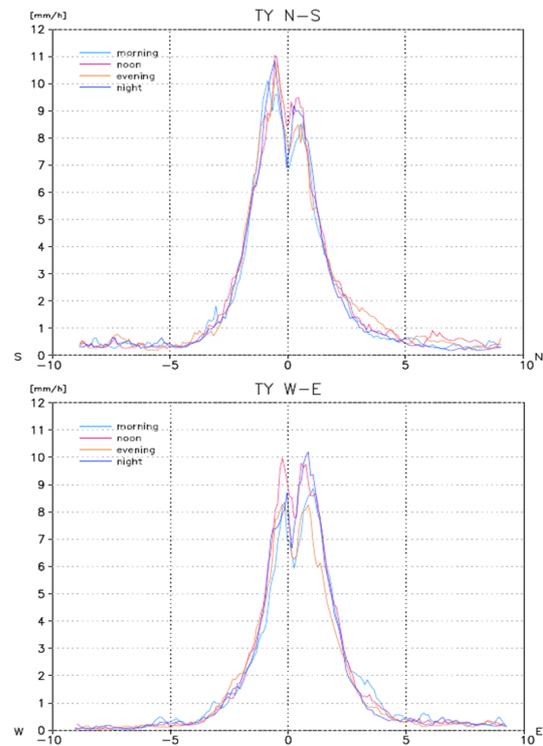


図3 台風(TY)中心の断面図。

上段：南北断面図、下段：東西断面図；水色：朝、桃色：昼、橙色：夕方、青色：夜。

参考文献

- ・坂下悠乃, 2020: 「北西太平洋における Tropical Cyclone に伴う降水分布の解析」 弘前大学理工学部地球環境防災学科 2019 年度卒業研究, 39pp.
- ・Kamahori, H., 2012: Mean Features of Tropical Cyclone Precipitation from TRMM/3B42. SOLA, 2012, Vol. 8, 017-020.
- ・Lonfat, M., F. D. Marks Jr., and S. S. Chen, 2004: Precipitation distribution in tropical cyclones using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) microwave imager. A global perspective. Mon. Wea. Rev., 132, 1645-1660.

MJOに伴う海大陸西側における対流雲の変動

*佐藤拓実, 岩渕弘信 (東北大院理)

1. はじめに

マッデンジュリアン振動 (MJO) は熱帯赤道域を大規模な対流活動を伴いながら東進する 30~60 日周期の季節内変動である。MJO に伴い、インド洋で対流が活性化し (活性期)、海大陸を横断した後太平洋西側で対流が抑制される (抑制期)。それぞれの位相において、海大陸における降水の日変化が違うことが知られている。

海大陸は世界で最も降水量が多い領域の 1 つであり大気大循環に大きな影響を及ぼすため、地球全体の気象、気候を理解する上でとても重要である。しかし熱帯降水に大きく寄与する対流雲、降水の日変化はモデルと観測の間でいまだ一致をしておらず、日変化の解明は現在の大きな課題の一つである。

また近年静止気象衛星ひまわり 8 号が打ち上げられ、熱帯の対流雲を連続的にとらえることが可能となり、海大陸においてより精度の高い対流雲の日変化を捉えることが可能になった。

本研究ではひまわり 8 号の観測データを用い、2017 年 12 月末に発生した MJO の活性期、抑制期それぞれにおいて、海大陸西側における陸上での対流雲の変動と日変化を調査した。

2. 解析手法

本研究では、ひまわり 8 号のバンド 8~16 のデータを用いた Integrated Cloud Analysis System (ICAS) [1]より、雲頂高度、雲の光学的厚さを得る。水平解像度は約 2 km, 時間解像度は 1 時間である。

対流雲ならびに巻雲の判定は以下のように行う。

- ① 雲頂高度が 10 km 以上、雲光学的厚さが 0.1 以上の雲域を上層雲と特定。
- ② 雲光学的厚さが 6 以上の部分を対流核とする。
- ③ 各対流核から周辺にアンビル域を拡大していき、上層雲の末端もしくは別の対流雲と接するまで拡げる。
- ④ 上層雲のうち対流雲と判定されていない雲域を巻雲とする。

次に対流雲の大きさ、数密度等の指標を示す。

$$(\text{対流雲の相当半径}) = \sqrt{\frac{\text{対流雲の面積}}{\pi}}$$

$$(\text{対流雲の数密度}) = \frac{\text{対流雲の個数}}{\text{サンプル領域の面積}}$$

$$(\text{デトレイメントインデックス}) = \frac{\text{対流雲半径}}{\text{対流核半径}}$$

ここで、デトレイメントインデックスの値が小さいときには対流雲が発達期にあるしていることを示している。

3. MJO の調査対象

MJO のイベントを選択する際、本研究では

Real-Time Multivariate MJO Index (RMM) を用いた [2]。この指標は 200hPa と 850hPa における東西風、OLR 偏差それぞれを主成分解析し、それぞれの主成分を組み合わせ、第一主成分 (RMM1)、第二主成分 (RMM2) と定義したものである。本研究で選んだ MJO は、 $\sqrt{RMM1^2 + RMM2^2} > 1$ となる日が活性期、抑制期それぞれで 5 日以上あるイベントを選択した。その解析期間は 2017 年 12 月 30 日から 2018 年 2 月 18 日である。実際にこの期間の MJO による活発化した対流の核が東進していることを示す図を ICAS より捉えることができた (図 1)。

また対流雲の変動、日変化を解析する領域は [8°S - 6°N, 95°-120°E] の海大陸西側における陸である。

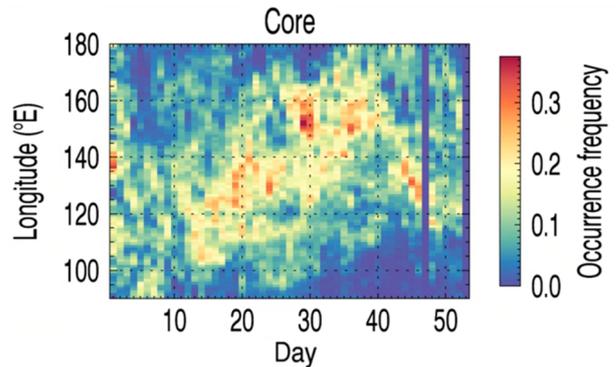


図 1 2017 年 12 月 30 日から 2018 年 2 月 18 日における対流核の発生頻度を南北平均 [15°S - 15°N] し、3 時間ごとのデータを 1 日ごとに平均したものである。また横軸は MJO がインド洋にある 2017 年 12 月 30 日を基準とした日からの経過数を示す。

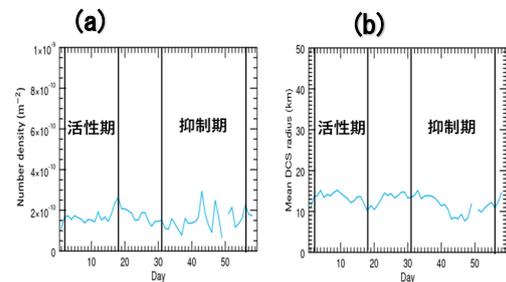


図 2 2017 年 12 月 28 日から 2018 年 2 月 20 日における MJO に伴う海大陸西側での対流雲の数密度(a)、対流雲の半径(b)を表した図である。他の年度と比較し、抑制期において対流雲の大きさが増加するという特殊な例をとらえた。

4. MJO の位相に伴う対流雲の日変化の解析

次に 2017 年 12 月末に発生した MJO における対

流雲の日変化について調べた。その結果を図 3 に示す。2017 年では抑制期の途中において対流雲の大きさが増加するという他の MJO ではみられない傾向があった。そのため、今回抑制期は 2 つのパターンに分けて解析を行った。それぞれの解析期間は活性期が 18 日間、抑制期が 12 日間、2017 年の例では抑制期が 13 日間であり、それぞれ 1 時間ごとの解析をおこなった。

図 3 (a), (b) はそれぞれ対流雲の大きさ、対流核の大きさの日変化の結果である。いずれの位相においても、18 時 [LST] 付近でピークを迎え夕方に対流雲が最大になることが分かった。また対流核の大きさはいずれの位相も最大で 1 km ほどに対し、対流雲の大きさは抑制期で大きくなる傾向があった。これは抑制期において、アンビルの面積が増大するというを示している。

図 3 (c) はデトレイメントインデックスの日変化を表した図であり、この値が小さいほど対流雲が発達期にあることを示す。この結果からいずれの位相においても 15 LST 付近で最小であることから、午後に対流雲が発達し、また上の結果より 18 LST に対流雲の大きさが最大となることがわかった。

図 3 (d) は対流雲の数密度の日変化である。この結果より数密度は 9 LST 付近で最小となる。また対流雲の大きさも比較的午前小さいことから、朝方から昼にかけて日射が当たりやすく、海陸風が強まることで 15 LST に対流が発達し、18 LST に対流雲が最大となるという機構が考えられる。

5. 対流雲日変化のまとめと考察

以上の結果より海大陸西側における MJO に伴う対流雲の変動について考察をする。まずすべての位相において、午前日射の影響により海陸風が発生することで 15 LST ころに対流雲が発達期を迎え、18 LST に対流雲のサイズが最大となることが結果から読み取れた。

活性期と抑制期を比べると、対流雲の大きさは抑制期に最大であるが、対流核の大きさは全体的にやや活性期のほうが大きい。また数密度は 9 LST から 24 LST にかけて活性期のほうが高くなる傾向にある。これより活性期は抑制期に比べ、強い対流が多く発生していることがわかり、これより先行研究と同様に降水強度も活性期のほうが強くなると考えられる[3]。

一方 2017 年の特殊例の抑制期では、数密度が 15 LST にピークを迎えた後、さらに深夜帯まで増加する傾向にあった。これは数密度を日ごとに見た際(図 2, a)、短周期の環境場が影響したと考えられる。さらに異例の抑制期で見られた対流雲の大きさが増加する原因については説明できるものが得られなかった。これらの原因については今後調査する予定である。

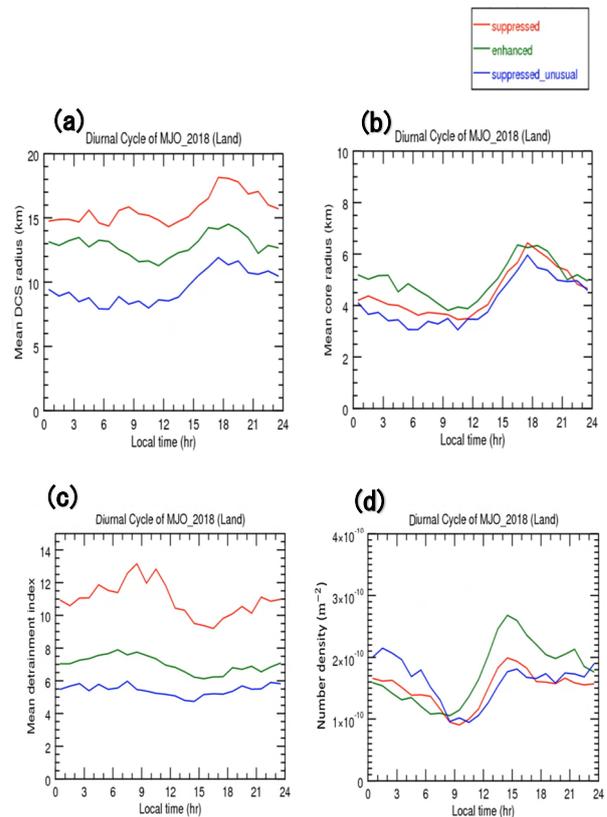


図 3 2017 年 12 月末に発生した対流雲の日変化を表したものである。(a)は対流雲の平均半径、(b)は対流核の半径、(c)はデトレイメントインデックス、(d)は対流雲の数密度を示している。また緑の実線は MJO に伴う対流の活性期、赤の実線は抑制期、緑の実線は異例の抑制期を示す。

6. まとめと今後の課題

ひまわり 8 号の観測データを用い、2017 年 12 月末に発生した MJO における対流雲の日変化を調査した。その結果、抑制期に比べ活性期で活発な対流雲が増加する傾向にあることが分かった。

しかし、海大陸では他の環境場の影響もあるため、事例解析だけでは MJO に伴う海大陸の影響だけを完全に捉えることができないと考えられる。そのため今後は 2015 年から 2019 年の MJO が活発となる冬期におけるコンポジット解析を行い、より確実な MJO に伴う海大陸の対流雲の日変化を調査する予定である。

参考文献

[1] H, Iwabuchi., et al., 2018, *J. Meteor. Soc. Japan*, **96B**, 27-42
 [2] Wheeler, M. and Hendon, H., 2004, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917– 1932.
 [3] Lu, J., et al., 2019, *Climate Dynamics*, **53**, 6489-6501

陸面過程モデルを用いた凍霜害の推定

*岩波 発彦, *山崎剛

(*東北大院理)

1. はじめに

凍霜害は果樹をはじめとする農作物の収量や品質に大きな影響を与える気象災害である。たとえば、2013年4月22日～23日には、長野県の21市町村で、果樹を中心に35億円余りの被害が生じた。温暖化により霜の発生する期間は短くなると考えられるが、作物の発育時期が早まるため、気温変動が激しいと霜害の危険性は高まる[1]。

気象庁は凍霜害の恐れがあるときに霜注意報を発令する。霜注意報の基準は地域で決められた最低気温に基づいており、安全を見るため空振りも多い。霜は氷点下での結露（水蒸気の昇華凝固）であり、気温のみではなく大気中の水蒸気量（湿度）や風の影響を受ける。陸面過程モデルは一般に、植物と大気間の水交換量を計算し、葉面の温度や保水量が求められるので、霜も評価することが原理的に可能である。湿度や風の影響を含めて霜の評価ができるので、霜予測の空振りを減らし、霜対策のコスト削減に寄与することができると考えられる。

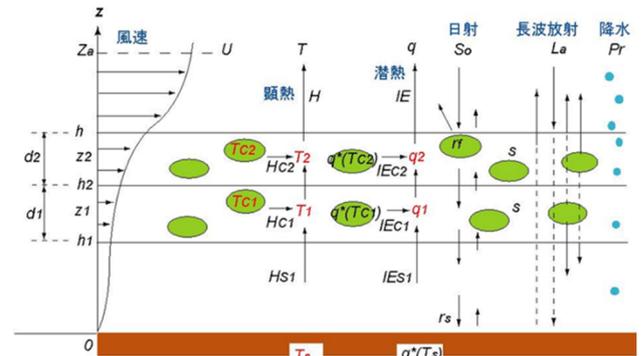
本研究では、2013年から2018年の長野県を対象として、陸面過程モデルによる霜の発生推定について評価した。

2. 方法

陸面過程モデル（植生熱収支モデル）として2LM（Yamazaki et al., 2004）を使用した。このモデルは、植生を上下2層に分割し、気象要素を入力して、植物と大気間の熱・水交換量や葉面の温度や保水量、積雪、土壌の温度や水分を計算するものである。その概念を第1図に示す。

入力するデータ（日射量, 下向き長波放射量, 風速, 気温, 相対湿度, 降水量）には相対湿度が測定されている長野地方気象台と松本, 諏訪, 軽井沢, 飯田の特別地域気象観測所（旧測候所）の毎時の観測データを用いた。対象期間は2013-2018年4-5月とした。日射量と下向き大気放射量は長野の日射量を除いて実測されていないため、日照時間等から実験式によって推定した[2]。

植生高度は草本を想定して1mとした。積雪は計算開始時にないものとし、土壌の温度は4月の平均気温に等しく、土壌水分は体積含水率0.2と仮定した。なお、葉面温度の予測には土壌の初期値は強く影響しないと考えられる。



第1図. 陸面過程モデル2LMの概念図 (Yamazaki et al., 2004)

3. 結果

・霜推定の検証

2LMによる霜推定の検証のため、長野気象台における霜の観測との比較を行った。なお、2019年以降は観測の自動化に伴い、霜の目視観測は記録されていない。モデルによる霜発生時の物理量の計算例を第2図に示す。葉面温度が0°C以下になり、大気から葉面への水蒸気輸送を示す負の潜熱とともに葉面に固体水分が生じており、霜が発生している状況を示している。



第2図. 2LMによる霜発生時の物理量の計算例 (長野2013年4月21～23日)

葉面の水が凝固し氷となった場合を凍結とみなし、これも観測と比較した。第1表に霜の観測日数、霜と凍結のモデルによる日数を示す。モデルは霜の発生を過大評価する傾向があるが、見逃しはなかった。モデルは目視で認識できないごくわずかな霜もカウントしている可能性があるが、固体水分量の大きさと霜の観測の有無に相関はみられなかった。

第1表. 霜と凍結の日数

上段：長野地方気象台での観測、

中段、下段：2LM による霜日数、霜と凍結の合計日数

	2013	2014	2015	2016	2017	2018	計
霜 観測	10	10	1	2	5	3	31
霜 モデル	25	25	11	10	19	8	98
凍結 モデル	31	28	13	12	19	14	117

・入力データの不確実性に対する感度

気温と相対湿度について、モデルへの入力値に予報誤差程度の不確実性がある場合の霜の発生推定に及ぼす影響を調べた。第2表に気温および相対湿度の観測値をそれぞれ±1℃と±2℃、±5%と±10%変化させたときの霜と凍結のモデルによる日数(2013年)を示す。気温や相対湿度の観測値に予報誤差程度の変化を与えると、霜の発生推定の日数が変化することがわかる。

第2表. 入力値の変化に対する霜と凍結の日数

	気温 (°C)					相対湿度 (%)				
	+2	+1	±0	-1	-2	+10	+5	±0	-5	-10
霜	21	24	25	32	35	24	25	25	28	31
凍結	24	26	31	35	38	29	28	31	31	33
無→霜				1	4					
無→凍結				3	3					2
凍結→霜				6	6				3	6
霜→凍結	3	1				1				
凍結→無	6	5				2	3			
霜→無	1									

・2013年4月の長野県内の推定

2013年4月14日～30日について、霜推定日を霜注意報の発令日と比較した。第3表はモデルによる霜推定日を霜注意報の発令日とともに示したものである。霜注意報はやや安全側に立って発表されるとみられ、過大評価の傾向があるモデルよりもさらに高頻度であ

る。ただし、軽井沢はモデルがほとんどの日において霜が発生と推定している。これは軽井沢の標高が999mと地域内でも高く、気温が低いことが影響していると考えられる。また、4月20日から21日にかけて霜注意報が発令されていないのは、この期間各地で降雪があったためと考えられる。

第3表. モデルによる霜推定日と霜注意報の発令日

	長野		松本		諏訪		軽井沢		飯田	
	霜注意報	霜モデル								
4/13-14	○		○		○		○	○	○	
4/14-15								○		
4/15-16	○	○	○		○		○	○	○	
4/16-17								○		
4/17-18								○		
4/18-19			○	○	○	○	○	○		
4/19-20	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
4/20-21		○		○				○		
4/21-22	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
4/22-23	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
4/23-24	○	○	○		○		○	○	○	○
4/24-25	○		○		○		○	○	○	
4/25-26								○		
4/26-27	○		○	○	○		○	○	○	○
4/27-28	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
4/28-29	○	○	○	○	○		○	○	○	○
4/29-30								○		
適中	12		12		10		11		13	
空振り	4		4		7		0		4	
見逃し	1		1		0		6		0	

4. まとめと今後

陸面過程モデルにより、2013-2018年4-5月の長野県を対象として、霜の発生推定について評価した。その結果霜の発生を過大評価する傾向が見られたが、発生状況を概ね再現できる可能性が示された。今後は霜の予測を念頭に置いたモデル改良を図り、見逃しは避けつつ、空振りを減らすよう検討していく予定である。また、気象予報値を使った評価にも取り組んでいきたい。特に、アンサンブル予報を使うことにより、霜の発生に関する確率的な危険度情報の提供について検討していきたい。

謝辞

本研究は環境研究総合推進費 (JPMEERF20192007, 代表:長野県環境保全研究所浜田崇)の補助を受けた。

参考文献

[1]果樹研究所, 2016: 気候温暖化条件での晩霜害発生の特徴と危険度評価。
 [2]近藤純正編著, 1994: 水環境の気象学 - 地表面の水収支・熱収支-, 朝倉書店。

秋田県大潟村におけるダイズの生育と土壤水分・気象との関係

○伊勢貴之・井上誠・木口倫・佐藤孝・保田謙太郎（秋田県立大）

1. はじめに

農林水産省の統計データによると、秋田県は過去 20 年間（1996～2016）のダイズの収穫量が全国中 5 位であり、ダイズの生産が活発な地域である。しかし、ダイズの単収推移に着目するとその年々変動は大きく、秋田県のダイズ生産は不安定であることが示されている(図 1)。ダイズは気温や降水量といった気象の影響を受けやすい作物であり、例えば 2010 年の異常高温に伴うダイズ生育不良により、収量の減少につながったと報告されている(松波ら, 2013)。また、ダイズの播種期において、多雨及び少雨は発芽不良を引き起こす要因となり、ダイズ収量の低下を防ぐには発芽不良を回避することが重要とされている(佐藤ら, 2007)。さらに、土壤を耕起した際に土壤中の水分量によって土壤の砕土率が増加することが指摘されており(細川, 2004)、砕土率を高くすることで発芽率の向上につながるとされている(例えば吉田ら, 2013)。

秋田県大潟村にみられる重粘土壤の水田転換畑は、排水性が悪く地下水位も高い傾向であるため降雨が多いと水分過剰になり、発芽不良や根腐れなどの湿害になりやすい。本研究ではダイズの播種期に着目し、重粘土壤である大潟村において土壤水分や気象がダイズの出芽にどのような影響を与えるかを調べた。

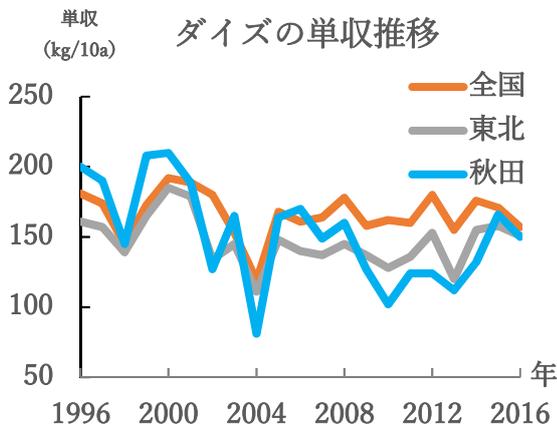


図 1 大潟村におけるダイズ単収の年々変動

2. 方法

2019 年と 2020 年の 5～9 月に、秋田県立大学所有の大潟村圃場(図 2)を用いて、ダイズの出芽と土壤水分等の関係を調べる実験を行った。

まず、ダイズの播種前に 5mm の雨が降ったと仮定して土壤に水分を加えた「水分調整区」と水分を加えない「水分未調整区」を 3 区画ずつ用意し、各区の土壤水分、砕土率 (2cm 目のふるい通過率)、ダイズの出芽率を調査した。耕起前の土壤水分率(土壤全重量に対する水分重量の割合)を、3 日間熱乾燥させて乾燥後の重量を測る方法(秋山, 1972)で算出し、砕土率とどのような関係が見られるかを解析した。耕起後の土壤体積含水率(土壤全体積に対する水分体積の割合)を、ECH2O EC-5 土壤水分センサー(METER 社製)でモニタリングして、気象データとどのような関係が見られるかを解析した。それぞれの区画にダイズ (品種はリュウホウ) を 100 粒ずつ播種し(播種日は 2019 年が 6 月 21 日、2020 年が 6 月 19 日)、土壤の砕土率とダイズの出芽率にどのような関係が見られるかを調べた。得られた結果をもとに土壤水分と砕土率、出芽率の相関解析を行った。

さらに、大潟アメダスの気温・降水量データを用いて、2019 年と 2020 年の気象状況がダイズの出芽とどのように関係するかについても調べた。



図 2 大潟村圃場でのダイズ出芽時の様子

3. 結果と考察

3-1. 土壌水分・砕土率・出芽率の関係

大潟村の圃場において、2019年、2020年ともに、土壌水分率が高くなるにつれて砕土率が低くなる傾向となった(図3, 4)。両者の相関係数は2019年で-0.89、2020年には-0.84と顕著な負の相関が認められた。これは細川(2004)と似た結果を示しており、大潟村の重粘土でも土壌中の水分量によって砕土率が有意に変化することが確認できた。

また、砕土率と出芽率の相関係数は有意ではないものの、砕土率が高くなると出芽率が高くなる傾向があり、孫ら(2004)のポット試験と類似した結果を示した。

さらに、ダイズの播種から出芽までの6月下旬と7月上旬の土壌体積含水率と出芽率の関係を調べたところ、2019年、2020年ともに相関は小さかった。

3-2. 2019・2020年の気象状況と出芽率

次に、大潟アメダスのデータを用いて2019年、2020年の気象の特徴を調べ、ダイズの生育状況との関連性を考察する。2019年の6月下旬、7月上旬の気温はそれぞれ20.7℃、21.8℃であり、降水量はそれぞれ129.0mm、10.5mmであった。2020年の6月下旬、7月上旬の気温はそれぞれ21.4℃、22.1℃であり、降水量はそれぞれ46.0mm、57.0mmであった。2019年の6月下旬には降水量が20mm以上となった日が3回あり、2020年よりも低温かつ多雨傾向であったと言える。2019年と2020年の各区におけるダイズの出芽率はそれぞれ97.3±2.7%、99.0±0.9%であったことから、2019年の出芽率の低下は短時間の強雨によってもたらされた可能性がある。

4. まとめ

本研究では、大潟村の重粘土壤におけるダイズの生育と土壌水分量・気象との関係を解析した。その結果、降雨に伴う土壌水分の増加によって砕土率が変化し、ダイズの生育に影響をもたらすことが示唆された。特に、降雨の中でも短時間強雨が出芽率の低下に関わっている可能性がある。今後、降水量と気温以外の気象データおよび圃場のダイズ収量データを用いた詳細な解析を行う予定である。

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年度～令和1年度、代表者：北川巖)により実施された。

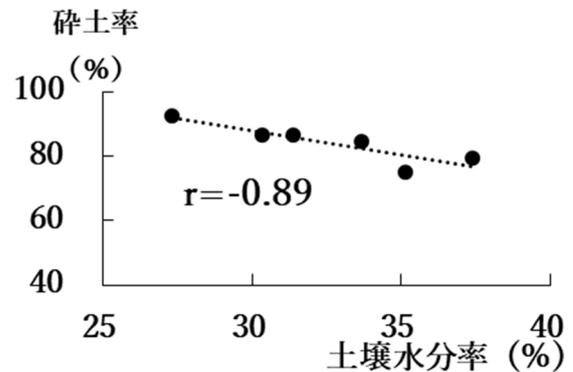


図3 2019年における圃場各区の土壌水分率と砕土率の関係

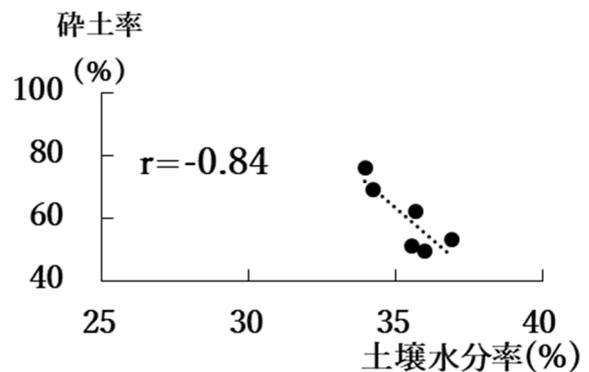


図4 2020年における圃場各区の土壌水分率と砕土率の関係

参考文献

- [1] 松波寿典 他 (2013) 日本作物学会記事, 82, 386-396
- [2] 佐藤孝 他 (2007) 日本土壌肥料学雑誌, 78, 53-60
- [3] 細川寿 (2004) 農業機械学会誌, 66, 14-16
- [4] 吉田修一郎 他 (2013) 土壌の物理性, 125, 17-27
- [5] 秋山豊 (1972) 土壌物理性測定法, 農林省農林水産技術会議事務局
- [6] 孫宇梅 他 (2004) 農作業研究, 39, 151-156

気象庁非静力学モデルデータの農業利用に関する研究 —陸面過程を用いた凍霜害の予測を目指して—

池田 翔 (山形地方気象台)

1. はじめに

山形の春の経済活動に大きな影響を与える、オウトウ(佐藤錦)の発芽日は温暖化傾向により年々早まっており、霜害危険期間はむしろ長くなっているといった指摘がある(農研機構, 2009)。このように、暖冬傾向で農作物の生育が早まっている中での一時的な寒の戻りは気候リスク管理上問題となり、温暖化は凍霜害の解決にはなっていない可能性がある。したがって、適切な栽培管理を行うために、数値予報の農業への活用が必要である。気象庁は、気温を指標にして、凍霜害防止に向けた気象情報を発表している(仙台管区気象台, 2020)。しかしながら、霜を直接予測するにあたって、現状の気象庁メソモデル(MSM)の下部境界である、植生の効果のないSLAB(平板)モデルでは、凍霜害と関連の深い、キャノピー変数(葉面固体水量、葉面温度など)が得られない。本研究の大目標は、陸面過程モデルとメソアンサンブル予測システムとを利用して、地域の作物に応じて高度化された「降霜確率情報(確率農業気象情報)」の作成を試みることである。

本報告の目的は、大目標である「メソアンサンブル霜予測」に向けて、決定論的予測データ(24時間予報)を用いて霜を直接予測し、その予測精度を確かめることである。

2. 手法

霜の予測精度を確かめるために、以下の2つの検証を行った。①霜を再現するために用いた、気象庁非静力学モデルデータの予報誤差を確かめること。②地上気温から霜を推定する「経験的手法」と陸面サブモデルを駆動する「物理的手法」とを用いて、気象台の露場における霜の予測精度を比較し、各手法の長所と短所を検討すること。

気象データ作成のために気象庁非静力学モデル(Saito *et al.*, 2007)を、降霜を再現するために陸面過程モデル(Yamazaki *et al.*, 2004)を利用した。予報実験には、2019年3月25日から5月1日の06UTC初期値のメソ解析を用いた。検証には、東北地方の6気象官署の地上気象観測データ(露場の降霜、地上気温など)を用いた。

陸面過程モデルの検証を行うための解析システムを以下に順に記述する。

(1) 気象庁非静力学モデル(Saito *et al.*, 2007)を用いて気象データを作成した。MSM程度の予報誤差を想定し、24時間予報(1日ごとに初期化)を繰り返した。解析期間中、データをつなぎ合わせ、陸面モデルの入力に必要な気象データ(日射量、下向き大気放射量、気温、相対湿度、風、降水量)を作成した。官署ポイントへの内挿は、逆距離加重法(清野, 1993など)を用いた。数値実験の設定は、第1表に記した。

(2) 陸面過程モデル(Yamazaki *et al.*, 2004)に(1)の気象データを入力し、2019年3月25日16時(JST)から5月2日15時(JST)まで、スピンアップ(陸面モデルの性能を発揮するための助走)を考慮して長期積分し、陸面予報変数(葉面固体水量、葉面温度)を出力した。なお、物理的不整合をもたらすため、陸面モデルに入力する気象データのバイアス補正はしない。数値実験の設定は、第1表に記した。夜間における降霜は、キャノピー温度水

点下での水蒸気の凝結(負の蒸発)として計算される。

(3) 霜の予測に影響すると考えられる、地上気温と相対湿度のバイアスをまず計算した。次に、地上気温から霜を推定する「経験的手法」と(2)の陸面サブモデルを駆動する「物理的手法」とを用いて、霜の予測精度を比較した。

3. 結果

まず、地上気温と相対湿度の予報値のバイアスについて述べる。気温と相対湿度は共にMSMモデル値(気象庁, 2018)と同程度のRMSEだった(図略)。夕方から翌日の明け方にかけては概ね気温は負バイアスだった(図略)。相対湿度は、明け方にかけて負バイアスとなる時間も見られた(図略)。

次に、どういった気象条件の時に、陸面モデルのキャノピー温度(以下、葉面温度と記述)は低下しやすいのか確かめた。夜間の葉面温度は、天気(地上付近の放射量収支)に非常に敏感であった。快晴時(気象庁非静力学モデルの全雲量が0~2割)には、キャノピーの放射冷却によって、葉面温度は地上気温に比べて大きく低下する(第1図)。

典型的な快晴時の夜間の放射冷却による、山形の霜の予測事例を第2図に示す。なお、山形地方気象台の地上気象観測で実際に霜を観測し、4月12日21時(JST)と13日3時(JST)には共に全雲量0の快晴であったため、地上付近の放射冷却がよく効いたと考えられる。陸面過程が計算したキャノピー内の水・熱収支過程を順に示す。①19時頃からは、0°C以下の葉面温度を予測し、降霜(水蒸気の昇華凝結)が始まった。②22時から24時にかけては、降霜量がピークとなり、昇華熱により葉面温度が上昇した。③翌日6時頃からは、日射により霜が融解して露となり、蒸発して消失した。

4. 議論と考察

陸面モデルによる「物理的手法」と農業利用上簡便な地上気温からの推定による「経験的手法」とによる霜予測の精度を比較する(第3図)。ここで、物理的手法では、「葉面の氷」に加えて「葉面が0°C以下に冷えて霜が発生する条件になっているか」ということを指標とする。なぜならば、相対湿度が負(乾燥)バイアスだと、霜が予測されにくいことが想定されるからである。モデル葉面温度0°C以下とモデル霜では、捕捉率が約0.8だった。モデル地上最低気温を2°Cから5°Cと変化させて、閾値のキャリブレーションを行ったところ、3°Cが物理モデルに一番近くなった。この地上最低気温3°Cは、霜の観測をした時の地上最低気温の観測値の分布をみても最適値である(図略)。最後に、物理的手法(陸面過程)と経験的手法(地上気温からの推定)の長所と短所について、第2表に整理した。

5. まとめと課題

まず、数値気象予測データについて記述する。気温は負バイアスであった。短期予報(~FT=39)における現業MSM(モデル値)も気温は負バイアスであり(気象庁, 2018)、MSMのモデル値を利用する場合、凍霜害予測においては予測頻度(FB)は多いが、捕捉率は高くなると考えられる。次に、地上付近の霜予測について述べる。陸面モデルは降霜(水蒸気の昇華凝結)を直接計算でき、将来気候の下でも適

題目番号 15

用可能な物理的関係（水・熱収支）に基づくため利用価値が高い。

凍霜害予測（確率農業気象情報）に向けて、葉面固体水量（キャノピーの水）と葉面温度は、凍霜害予測のための指標となり得る。今後は、陸面変数の予測精度を検証するために、農作物の降霜や葉面温度の観測データが必要である。また、葉面温度の低下量は、天気（地上付近の放射量）に依存する。したがって、農業利用上、メソアンサンブル予報による不確実性（雲量に依る葉面温度の予報誤差など）の低減が必要と考えられる。

参考文献

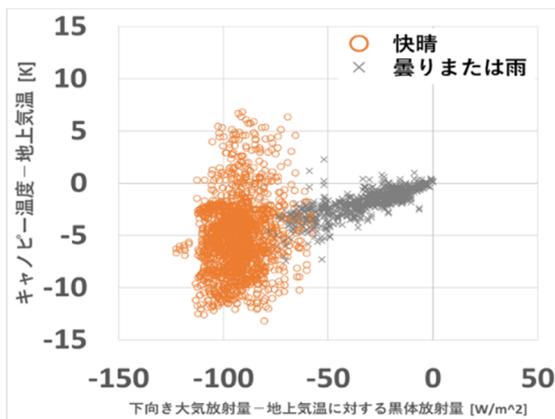
- 農研機構, 2009, <http://www.naro.affrc.go.jp/org/tarc/seika/jyouhou/H21/ka/ju/H21ka/ju/031.html> (過去 33 年間のデータからみたアウトウの霜害危険性の変動).
- 仙台管区気象台, 2020, 農業に役立つ気象情報の利用の手引き.
- Saito et al., 2007, *J. Meteor. Soc. Japan*.
- Yamazaki et al., 2004, *J. Hydrometeor.*
- 清野館, 1993, 農業気象.
- 気象庁, 2018, 数値予報課報告・別冊第 64 号 (ガイドランスの解説).
- Roebber, P. J., 2009, *Wea. Forecasting*.

第 1 表 数値予報実験の設定.

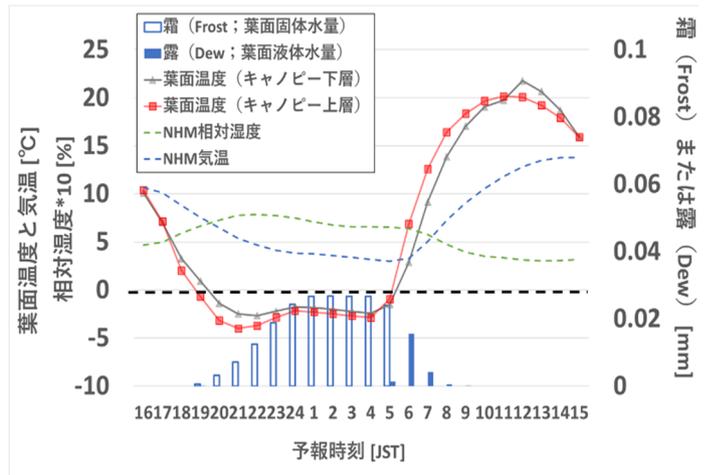
気象庁非静力学モデルの実験設定は左上表に、陸面過程モデルの実験設定は左下表に示した。また、地表面は右写真のように、気象台の露場（芝生）の設定である。

実験名	NHM-5km
水平解像度	5 km
格子数	102 x 102 x 50
予報時間	24 時間
タイムステップ	24 秒
初期値・境界値	メソ解析・全球予報値
雲物理過程	氷相を含むバルクモデル
対流パラメタリゼーション	Kain-Fritschスキーム (Kain and Fritsch 1990)
乱流ロージャー	Improved Mellor-Yamada Level3スキーム (Nakenshi and Niino 2009)
陸面過程	スラブモデル (原 2008)

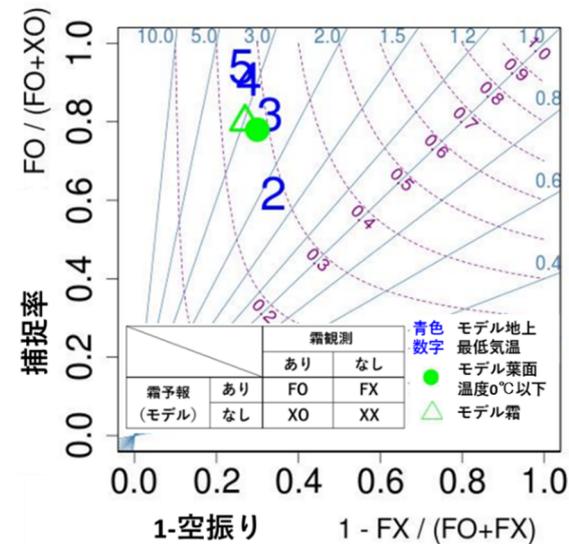
実験名	2LM-grass
PAI (植物面積指数)	2.0 (const.)
キャノピー高さ	0.05 m
タイムステップ	150 秒
大気強制力	NHMの1~24時間予報値
積分期間	2019年3/25 16時~5/2 15時 (Spin-upを考慮)



第 1 図 夜間（19時から翌6時）における天気（地上付近の放射量）と葉面温度（キャノピー温度）の低下量との関係。横軸は、下向き大気放射量と地上気温に対する黒体放射量との差[W/m²]で、地上付近が下層雲や霧で覆われているときゼロとなる。縦軸は、キャノピー温度と地上気温との差[K]で、負は葉面温度が地上気温よりも冷えていることを示す。事例は、東北地方6気象官署の38初期値（3/25~5/1）から算出している。なお、快晴はNHM全雲量が0~2割、曇りや雨はNHM全雲量が8~10割である。



第 2 図 山形における 2019 年 4 月 12 日 16 時 (JST) から 13 日 15 時 (JST) にかけての葉面温度と霜の予測。4 月 12 日午後と 13 日午前には霜を観測した。黒色破線は降霜が始まる葉面温度 0°C を示す。



第 3 図 POD-SR ダイアグラム (Roebber, 2009) による霜の3つの予測手法の比較。

青色数字は地上最低気温がそれぞれの気温以下、緑丸は葉面温度 0°C 以下、緑三角は葉面の氷の予測があれば、それぞれ霜の予測ありとした。横軸は成功率（1-空振り率）、縦軸は捕捉率、直線群は頻度バイアス ($FB = (FO + FX) / (FO + XO)$)、曲線群は適中率 ($TS = FO / (FO + FX + XO)$) を示す。事例数は、東北地方 6 気象官署の 38 初期値 (3/25~5/1) で 228 例である。

第 2 表 霜予測における物理的手法と経験的手法の長所と短所について。

手法	物理的手法 (陸面過程)
長所	・ 農作物に応じて、水蒸気の昇華凝結を直接計算することにより、将来気候においても適用可能な物理的関係 (キャノピー内の水・熱収支) から、霜を推定することができる点
短所	・ 入手しづらい放射量のデータが必要な点
手法	経験的手法 (地上気温からの推定)
長所	・ 放射量のように入手しづらい予報データがなくても、閾値が適切な場合、簡便に物理モデル並みの再現性が得られる点
短所	・ 農作物によって気温の閾値が変わることが想定される点

宮城県，東北地方における地球温暖化に伴う気候変化

*山崎剛，諸岡浩子，岩崎俊樹（東北大学大学院理学研究科）

1. はじめに

地球温暖化が顕在化し，将来の気候変動に関心が寄せられている．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．日本の気候予測については，気象庁が高解像度の地域気候モデルにより地球温暖化予測情報[1]を作成し，それに基づき東北地方の今世紀末の地球温暖化予測情報もまとめられている[2]．

適応策作成には近未来の気候予測が求められる．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む確率的な検討が可能なのが特徴である．

この報告では，宮城県を中心とした東北地方を対象として，SI-CAT DDS5TK の気温再現性と将来予測の概要を示す．

2. 将来予測データセットの概要

データセット SI-CAT DDS5TK は，気象庁気象

研究所の非静力学地域気候モデルにより，力学的ダウンスケーリングで作成された水平解像度 5km のデータセットである[3]（図 1）．

初期値と境界値は水平解像度 20km の地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース d4PDF 領域モデル実験[4]の現在気候実験，4℃上昇実験および 2℃上昇実験[5]が用いられている．d4PDF の現在気候，4℃上昇，2℃上昇はそれぞれ 12 メンバーを選び，期間を 1980 年から 2010 年までの 31 年間として延べ 372 年分の計算を行った．

3. データの再現性

現在気候シミュレーションの結果について，仙台，志津川，川渡，白石のアメダス観測値との比較を行った．

図 2 に仙台の平均気温の比較例を示す．日平均気温については，春～夏（4～6 月）が高温バイアス，冬（12 月～2 月）が低温バイアスであったが，他の季節の誤差は小さかった．日最高気温は，春～秋にはどの地点でも系統誤差はおおむね小さいが，冬の低温バイアスが顕著であり，特に，南三陸・志津川で，-3℃程度の誤差がみられた．日最低気温は，冬に仙台で低温バイアスがみられるものの，他の地点では誤差がほぼゼロに近い．一方，春～秋にかけては，いずれの地点でも高温バイアスがみられ，最低気温が下がりにくい傾向であることが推測される．

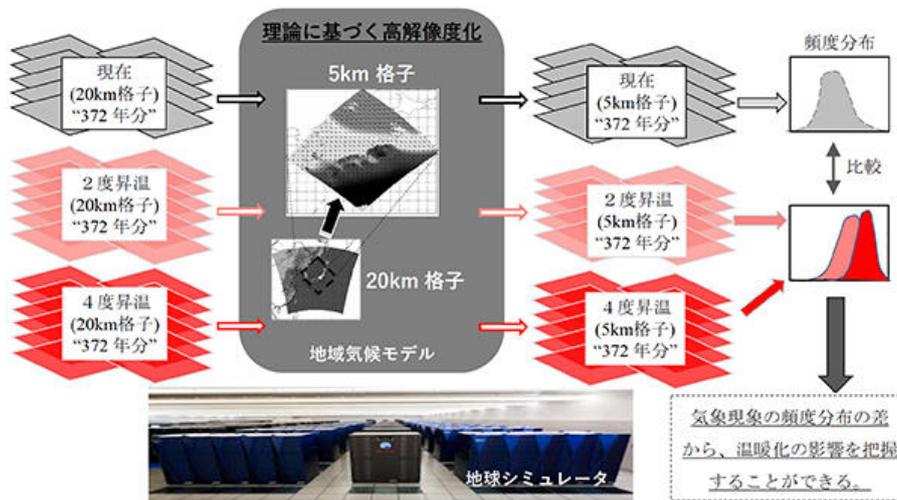


図 1 SI-CAT DDS5TK の実験デザイン

4. 気温の将来変化

データの月ごとの頻度分布を調べると 2040 年ころおよび今世紀末において、現在気候の年々変動の標準偏差を超える上昇となっている。これは、現在の気候ではほとんど経験しないような気温の高い年が、将来には平年の状態になることを示す。図 3 に例として 1 月の仙台における日平均気温のヒストグラムを示す。

図 4 は今世紀末における東北地方の年平均気温の現在気候からの差を示す。内陸部の盆地・平野で昇温量が大きい、これは冬季の積雪期間の減少に伴う顕著な昇温の影響を反映している。

5. まとめ

大規模な高解像度将来予測データにより、宮城県を含む東北地方の気温上昇について分散を含め定量的に予測した。今後は降水量の変化などを解析する予定である。

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 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] 気象庁, 2017, 地球温暖化予測情報第 9 巻.
- [2] 仙台管区气象台, 2019, 東北地方の地球温暖化予測情報.
- [3] 山崎ほか, 2019, シミュレーション 38(3), 145-149.
- [4] Mizuta et al., 2017, Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 1383-1398.
- [5] Fujita et al., 2018, Geophysical Research Letters, 45.

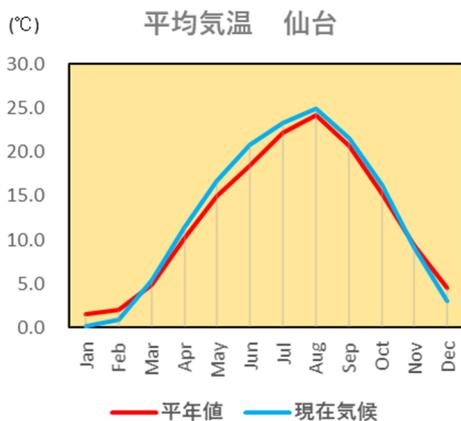


図 2 平均気温の再現性比較 (観測値とシミュレーションモデルの現在気候)

仙台 1 月 日平均気温の変化

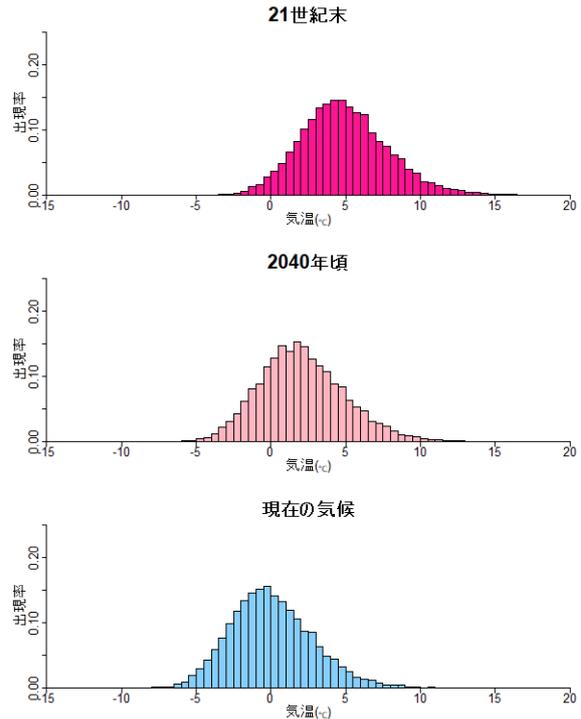


図 3 日平均気温のヒストグラム (仙台 1 月)

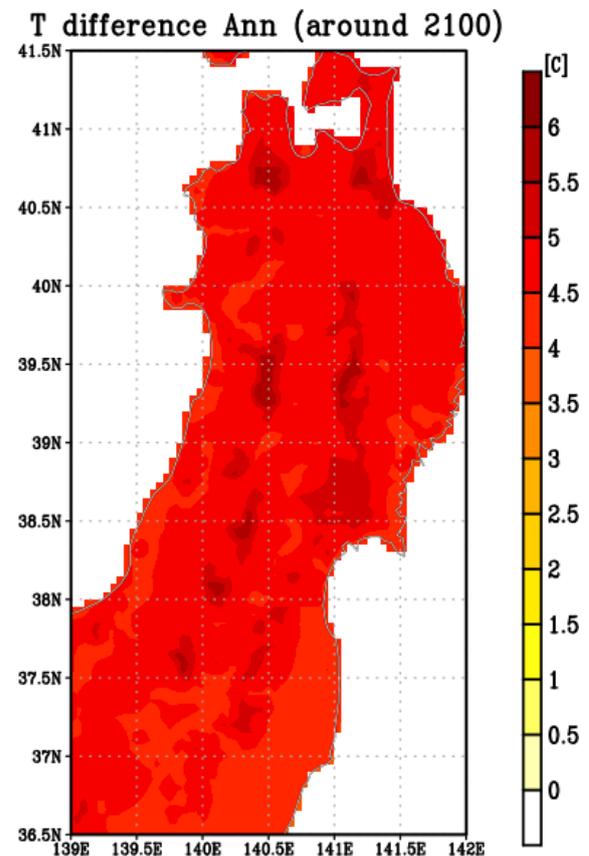


図 4 東北地方の年平均気温の現在気候からの差

生物季節観測の観測記録のまとめと考察

☆阿部 優大、金谷 均（福島地方気象台）

1 はじめに

令和3年1月に生物季節観測の見直しが行われる。これにより、動物の観測はすべて廃止され、福島の観測項目は、現在の37現象から、以下の9現象のみとなる。

- ・ウメ（開花） ・サクラ（開花・満開）
- ・アジサイ（開花） ・イチョウ（黄葉・落葉）
- ・ススキ（開花） ・カエデ（紅葉・落葉）

生物季節観測は、観測手法を全国的に統一した1953年より半世紀以上続いてきたが、今回の見直しで、その歴史に幕を下ろす観測項目が多い。そこで本調査では、福島で廃止となる27種目について観測記録をまとめるとともに、これまでの生物季節観測を総括することを目的とした。

2 長期変化傾向

本調査では、まず各生物の観測値から図1のようにグラフを作成し、長期変化傾向を計算した。長期変化を求めるにあたり、変動成分が正規分布に従うと仮定し、単回帰分析を行った。直線の傾きが0であるという帰無仮説が、両側5%で棄却された場合に有意と考え、3パターン傾向を定義し（気候変動監視レポートの表現に準ずる）、表1、表2、表3にまとめた。またこれらの結果から、福島の生物について考察を行った。

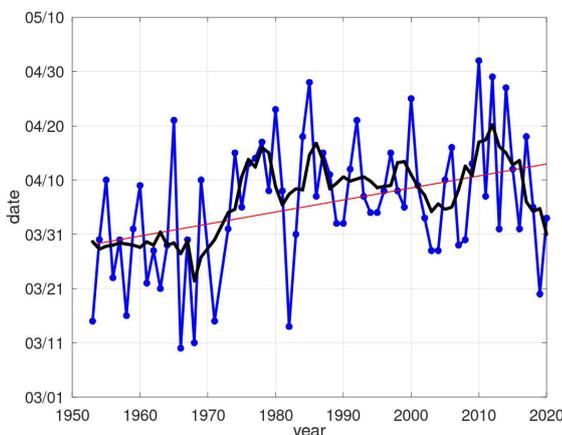


図1 モンシロチョウの初見日の推移
青点が各年の観測日。黒線は5年移動平均。赤線は最小二乗法による近似線（回帰直線）。年ごとに変動はあるが、長期的に見ると、50年に11日の割合で観測日が遅くなっている。

表1 観測日が遅（早）くなっている生物
(有意水準1%で有意)

観測種目 緑→植物 黄→動物	長期変化 日/50年	P値	統計期間 ()内は欠測
ナシ (二十世紀)	-13	4.4E-06	1964-2020 (7)
サルスベリ	-25	6.0E-04	1976-2020 (2)
ヤマブキ	-8	1.2E-03	1965-2020 (7)
ヒバリ	+11	0.008	1953-2020 (9)
ミンミンゼミ	-7	0.004	1953-2020 (5)
モンシロチョウ*	+11	0.002	1953-2020 (2)
ツバメ*	+6	0.009	1953-2020 (1)

表2 観測日が遅(早)くなっているとみられる生物
(有意水準10%で有意)

観測種目 緑→植物 黄→動物	長期変化 日/50年	P値	統計期間 ()内は欠測
クワ*	-3	0.09	1953-2020 (8)
シバ*	+5	0.07	1964-2020 (4)
カッコウ	+5	0.03	1954-2020 (6)
ニイニイゼミ	+5	0.098	1953-2020 (7)
ツクツクボウシ	+7	0.054	1953-2020 (7)

表3 長期変化傾向が見られない生物

観測種目 緑→植物 黄→動物	長期変化 日/50年	P値	統計期間 ()内は欠測
モモ (大久保)	-	0.56	1953-2020 (8)
ノダフジ	-	0.92	1953-2020 (2)
タンポポ	-	0.60	1953-2020 (0)
ツバキ*	-	0.97	1953-2020 (1)
ヤマツツジ	-	0.76	1953-2020 (3)
アブラゼミ	-	0.37	1953-2020 (3)
ヒグラシ	-	0.33	1953-2020 (4)
ウグイス	-	0.20	1953-2020 (1)

◎欠測年が10年以上あった生物

カキ（早生）、ヤマハギ、キアゲハ*、ホタル*、エンマコオロギ、アキアカネ*、モズ

*のついた生物は初見（動物）または発芽（植物）。印のない生物は初鳴き（動物）または開花（植物）。

3 考察

○果樹 (ナシ、モモ)

1953～2020年のナシの開花日は、3～4月の福島県の気温の上昇に呼応するように、早まっている。一方モモの開花日は長期変化傾向が見られない。しかしナシとモモの開花日ともに観測日が最も遅かった年は1984年で、これは全国的に記録的な大雪となった「昭和59年豪雪」の年であった。また、福島県の気候の変化(気象庁HPより)には1976年～2015年のモモ(あかつき)、ナシ(幸水)の発芽日は、気温の上昇に呼応するように早まる傾向とある。今後地球温暖化が進行すれば、福島の果樹栽培に影響を及ぼす可能性がある。

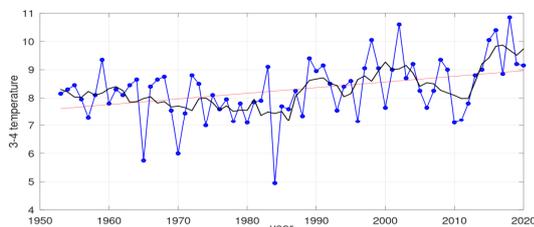


図2 3～4月の福島市平均気温の推移
青点は3～4月の平均気温。黒線は5年移動平均。赤線は回帰直線。気温の上昇率は1.0℃/50年。

○昆虫 (セミ)

セミの初鳴き日の長期変化傾向は、種により大きく異なっていた。古本(2006)ではセミの羽化の時期を決める要因として、気温に連動した地温の上昇をあげている。そこで5種のセミの初鳴き日と気象要素の関係を調べた(表4)。アブラゼミ、ミンミンゼミの初鳴き日は「6～8月平均気温」と負の相関があった。一方で、ヒグラシ、ニイニイゼミ、ツクツクボウシと気象要素の関係性は、明確に捉えることができなかった。これらの結果より、現段階で長期的な気候の変化が、セミ全体の初鳴き日に影響を与えているとは言えないが、ミンミンゼミについては、長期的な気温の上昇に伴い、初鳴き日が早まっていると考えた。

表4 各年のセミ初鳴き日と気象要素の相関係数
散布図を見て、|相関係数|が0.3～0.5の時「非常に弱い相関がある」と考え黄色で示す。|相関係数|が0.5以上の時「相関がある」と考え橙色で示す。

	アブラゼミ	ヒグラシ	ミンミンゼミ	ニイニイゼミ	ツクツクボウシ
3-5月平均気温	-0.39	-0.13	-0.47	-0.29	-0.16
6-8月平均気温	-0.58	-0.14	-0.71	-0.23	-0.17
6-8月降水量	0.13	0.11	0.21	0.10	0.10
6-8月日照時間	-0.43	-0.21	-0.57	-0.32	-0.39
梅雨明け日	0.40	0.13	0.34	0.17	0.23

○鳥類 (ツバメ、ヒバリ、カッコウ、ウグイス)

長期的な気温の上昇に伴い、鳥類の観測日も早まると予想したが、ヒバリ、カッコウ、ツバメの観測日は、長期的に遅くなる傾向があり、ウグイスについては長期変化が見られなかった。

この原因の1つとして、環境の変化により、鳥類が姿を消し、観測日の遅れにつながっていることが考えられる。まず福島で鳥類の主な観測場所となっていた町の、新旧の空中写真を比較すると(図3は腰浜町の例)、田畑から住宅地へ変わっている地域があり、特に郊外で開発が進んでいた。さらに本調査では個体数にも着目した。長期的に観測日が遅くなる傾向のあったヒバリとカッコウは、福島県の準絶滅危惧種に指定されていた。また日本野鳥の会の調査ではツバメの減少が報告されていた。環境の変化に伴う鳥類への影響が、初鳴き日や初見日にも表れていたと考えられる。



図3 腰浜町の新旧の空中写真
左図が現在で、右図は1974年～1978年。腰浜町の東側では開発が進んでいる。(国土地理院より)

4 まとめ

本調査では福島で廃止となる生物の観測記録をまとめ、考察を行った。植物は長期的な気温の上昇に呼応するような観測日の早まりが目立った。一方で動物はアブラゼミを除き観測日の遅れが目立ち、これは気象要素以外の周辺環境の変化や、個体数の変化による影響が大きいと考える。今回廃止となる観測項目も、気象データ等と組み合わせることで、多様な考察が可能ある。観測を継続する生物は引き続き正確な観測を心掛けたい。

参考文献

- 中原, 昆虫季節現象に及ぼす気象の影響, 気象集誌, 1941, 19 (1), p. 9-16.
- 根本 (1999), 春の生物季節観測 (小名浜・福島) と夏の関係, 平成11年度仙台管区調査研究会資料 p. 191-192.
- 古本, 教育現場における野外調査の実践, 日本生態学会誌, 2006, 56 (2), p. 153-157.
- “ツバメ全国調査 2013～2015 結果報告”, 日本野鳥の会, <https://www.wbsj.org/nature/research/tsubame/>
- “ふくしまレッドリスト”, 福島県生活環境部自然保護課, <https://www.pref.fukushima.lg.jp/sec/16035b/redlist-kaiteikouhyou.html>

秋田上空の気温と水蒸気量の経年変化

松島 実里(秋田地方気象台)

【要旨】

温暖化や水蒸気量増加が秋田高層の観測値にどのように表れているかを統計解析し、気温と水蒸気量の経年変化を把握することを目的として調査を行った。その結果、気温は下部成層圏で低温化、対流圏で高温化が見られ、水蒸気量は10年で約5.7%増加していることが分かった。また、1990年代と比較して2010年代は高相当温位出現頻度が約2倍に増加していた。

1. はじめに

極端な大雨は甚大な被害をもたらす可能性があるため、短期的な予測だけでなく温暖化に代表される長期的な時間スケールにおける変動やそのメカニズムの解明が求められている。令和2年7月豪雨の要因を取りまとめた異常気象分析検討会(気象庁:2020)では、地球温暖化の進行に伴う長期的な大気中の水蒸気量増加が降水量増加に寄与した可能性を示唆した。これまでの研究で、地上気温の上昇に伴う極端な降水強度の増加率は、大気の水蒸気量が気温の関数であること(気温が1℃上昇すると飽和水蒸気量は7%増加する:クラウジウス・クラペイロンの定理)を考慮するとおおそ説明できることが分かっている。ところが、降水の源である上空の水蒸気量の変動については、データ量が不十分なため統計的な解析がほとんどされていない。本調査の目的は、温暖化や水蒸気量増加が秋田高層の観測値にどのように表れているかを統計解析し、気温と水蒸気量の経年変化を把握することである。

2. データと調査方法

2.1 データ

調査に用いたデータを表1に示す。

表1: 調査に用いた高層気象観測データ

秋田地方気象台	21JST
月平均気温	1957年12月~2019年12月
各指定気圧面(地上・1000・900・850・700・500 300・150・100・50hPa)	
月平均相対湿度	1981年3月~2019年12月
各指定気圧面(地上・1000・900・850・700・500hPa)	

得られた気温と相対湿度から、月平均比湿を算出した。さらに、1992年から2019年、7月から9月の日別925hPa気温と相対湿度から925hPa相当温位を算出した。

本調査の該当期間に、秋田では6回のゾンデ更新があった。機器が更新された月以降の気温及び相対湿度を、更新された機器で観測した気温及び相対湿度とみなした。ゾンデ更新に伴う観測データの「段差」を補う器差補正には、高層気象台(2011)・古林(2015)・古林(2016)・古林(2018)を使用した。最新のゾンデの観測値を基準に、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。なお、データ比較のために用いた国内13高層気象観測地点についても同様に補正した。

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及び月平均相対湿度に補正值を加算し、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、各季節での経年変化について統計的検定手法(有意水準5%)を用いて調査した。加えて、気温に関して調査対象期間を約20年毎の1958~1979年、1980~1999年、2000~2019年の3つの年代に区切り、年代毎の特徴を調査した。

調査手順は以下のとおりである。

- ①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
- ②無相関検定
- ③最小二乗法による回帰分析
- ④回帰診断(t検定)

3. 結果

相関があると判定され、回帰診断で有意と判定したトレンド値を表2に示す。

表2: 各指定気圧面のトレンド値(年平均)

気温(°C/100年)		気温(°C/100年)		比湿基準比*(%/10年)	
700hPa	1.76	50hPa	-4.27	700hPa	7.2
850	1.97	100	-1.62	850	6.5
900	2.02	150	0.85	900	6.2
1000	2.55	300	1.41	1000	4.5
地上	2.61	500	2.00	地上	2.6

※1 比湿基準比: 基準値(1981年から2010年の平均比湿)に対する比

3.1 気温トレンド

気温の長期的な変化傾向は、下部成層圏で低温化、対流圏で高温化となっていた。対流圏の高温化は下層に限らず500・300hPaでも見られた。トレンドの正負の転換点は150~100hPaの間にあった。対流圏の高温化よりも下部成層圏の低温化が顕著に現れていた。

年代毎のトレンドを算出したところ、100・50hPaでは1958~1999年の気温低下が大きく、2000~2019年は気温の変動は小さくなるものの、平年より低い状態が続いていた。一方、850・500hPaでの気温上昇は1980~1999年に大きいことが分かった。また、850・500hPaの2000年以降は平年より高い状態が続いていた(図1)。

3.2 比湿トレンド

月平均比湿基準比は、年々変動を繰り返しながらも長期的には増加傾向にあり、1000~500hPaの平均で10年あたり5.7%増加となった。各指定気圧面を比較すると上層ほど水蒸気量増加が顕著に現れた(図2)。該当期間の気温トレンドから、地上気温1℃上昇に対する増加率を算出すると、地上では7.4%/1℃上昇、850hPaでは18%/1℃上昇となった。850hPaについて季節別に見ても、すべての季節で水蒸気量増加の傾向を示しており、昇温が大きい春に増加率が大きかった(図略)。

他の高層気象観測地点の比湿基準比を算出したところ、対流圏平均で札幌6.2%/10年、館野6.2%/10年となっており、秋田との明瞭な差は見られなかった。福岡は5.2%/10年となっており経年変化グラフ上で勾配が若干緩やかだった(図3)。

3.3 925hPa相当温位の変化傾向

秋田高層の観測値から対流圏下層の昇温と水蒸気量増加の傾向が示されたことを踏まえ、7~9月の925hPa相当温位を調査した。

年代別の相当温位観測頻度分布を比較すると、2010年代の分布がそれまでより高相当温位側へシフトしていた(図4)。平均相当温位は、1990年代が330Kであったのに対し、2010年代は333.2Kと上昇していた。また、345K以上の観測数では1990年代が7.6日/3ヵ月であったのに対し、2010年代は13.9日/3ヵ月と約1.8倍に増加していた。

国内13高層気象観測地点の925hPa相当温位出現頻度を算出したところ、全地点にて2010年代にそれまでより高相当温位側へシフトしていた(図略)。増加幅は北緯35度以上の地点^{※2}で大きく、南西諸島^{※3}と父島で小さかった。さらに、国内13地点を合計した345K以上の観測数では2010年代は1990年代と比べて、約1.4倍に増加していた。秋田は、国内13地点の中でも特に高相当温位出現頻度増加幅が大きかった。

※2 北緯35度以上の地点：稚内・札幌・秋田・輪島・館野

※3 南西諸島：名瀬・石垣島・南大東島

4. 考察

気温トレンドについて、地上気温や海面水温の長期的な変化傾向で見られる昇温(気象庁：2019)が秋田上空の対流圏全体で一致して見られた。その上、過去に秋田高層観測値を用いてトレンドを算出した見城(2017)と値は大きく変わらなかった。年代別の特徴では、古林(2016)にて調査対象地点とした札幌・館野と似た傾向を示し、統計的有意なトレンドが得られた年代に相違はなかった。このような結果が得られた要因として、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化及び数年～数十年程度で繰り返される自然変動の影響が考えられる。下部成層圏の低温化は、対流圏の高温化を補償していることや成層圏オゾンの減少によって紫外線吸収による加熱が弱まったことが要因として挙げられる。

比湿トレンドは前述のクラウジウス・クラペイロンの定式よりも大きな値を示した。藤田(2017)によると地上気温1℃上昇に対する可降水量の増加率は11～14%にのぼると

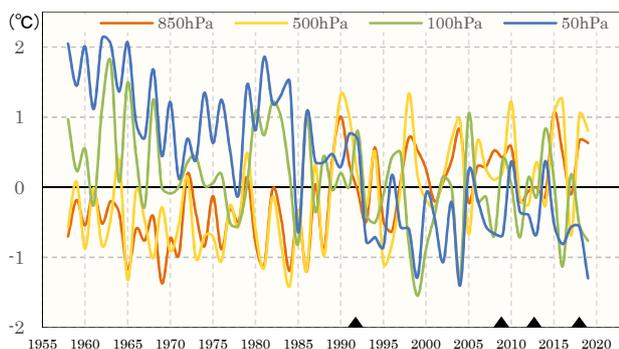


図1：秋田の各指定気圧面における年平均気温年偏差 (年偏差：1981～2010年の30年平均値からの偏差) ▲ゾンデ更新年

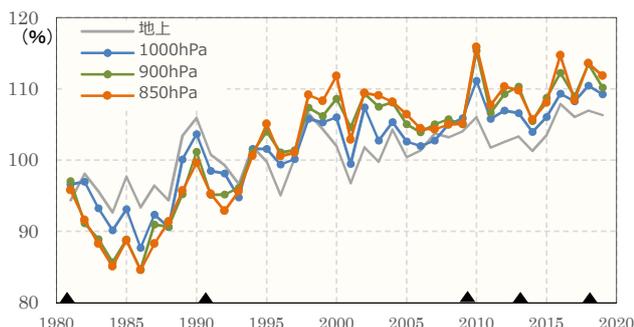


図2：秋田の各指定気圧面における年平均比湿の基準比 (基準比：1981～2010年の30年平均値との比) ▲ゾンデ更新年

されており、今回得られた結果が過大とも言い切れない。ただし、水蒸気量は年々変動が大きく、それに対して高層気象観測期間は比較的短いことから、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

5. まとめ

秋田上空の気温と水蒸気量を解析した結果、気温は1980～1999年に下部成層圏で低温化、対流圏で高温化となっていた。水蒸気量は10年で約5.7%増加していることが分かった。また、1990年代と比較して2010年代は高相当温位出現頻度が約2倍に増加していた。地球温暖化によって上空の気温と水蒸気量が敏感に応答することが確認できた。今後はデータの蓄積を継続し、JRA-55や可降水量等との比較を行ってきたい。

参考文献

- 気象庁(2020)：令和2年7月の記録的な大雨や日照不足の特徴とその要因について 別紙 pp7
- 高層気象台(2011)：明星電気 RS2-91 型レーウィンゾンデとヴァイサラ RS92-SGP 型 GPS ゾンデの相互比較試験観測と検証結果 測候時報 Vol.78 No.6 pp221-257
- 古林(2015)：明星 RS-11G 型 GPS ゾンデと Vaisala RS92-SGP 型 GPS ゾンデの相互比較試験観測による特性評価 高層気象台彙報第73号 pp11-24
- 古林(2016)：ラジオゾンデの歴史の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
- 古林(2018)：iMS-100型とRS-11G型GPSゾンデの比較観測による特性評価 高層気象台彙報第75号 pp17-38
- 見城(2017)：秋田高層における高層気温の経年変化 その2 H29年仙台管区調査研究会資料
- 気象庁(2019)：気候変動監視レポート2019 第2章気候変動
- 藤田(2017)：Observed behaviours of precipitable water vapour and precipitation intensity in response to upper air profiles estimated from surface air temperature. Scientific Reports, 2017, 7, doi: 10.1038

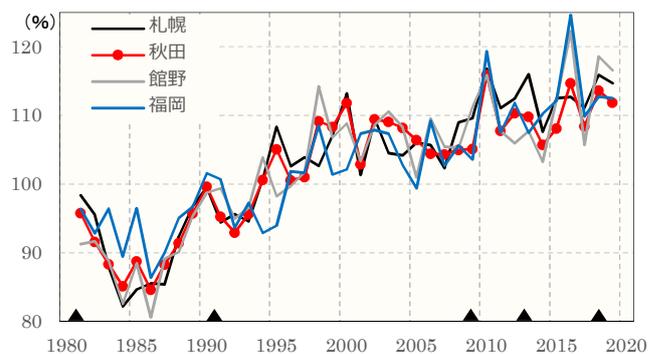


図3：札幌・秋田・館野・福岡の850hPa年平均比湿の基準比 (基準比：各地点1981～2010年の30年平均値との比) ▲ゾンデ更新年

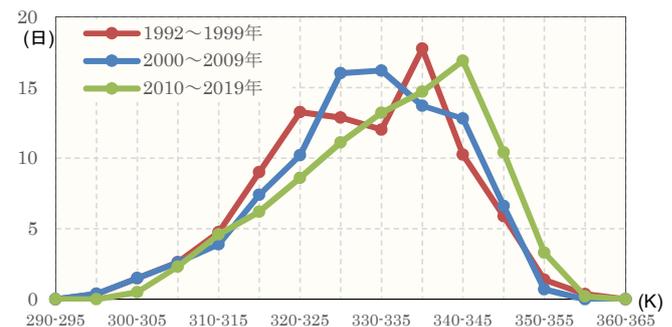


図4：7～9月の秋田925hPa相当温位 観測頻度分布 縦軸は3ヵ月あたりの観測日数