

令和元年度

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

令和元年12月2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

令和元年度気象学会東北支部気象研究会・仙台管区気象台東北地方調査研究会 合同発表会次第

日時：令和元年12月2日（月）10時00分～16時45分

仙台第3合同庁舎 2階大会議室

- I 開 会 仙台管区気象台 気象防災部 防災調査課長 10:00
- II 挨拶 仙台管区気象台 台長
- III 連絡事項 仙台管区気象台 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ください。

座長：東北大学大学院理学研究科 山崎 剛 教授（気象学会東北支部理事）		発表者所属	☆：発 表 者	発表予定時間 10:05～11:20
1	全球赤道域におけるDry intrusionの自動検出および大気循環場との関係	弘前大学	☆柳澤 彩紀、谷田貝 亜紀代	1～2ページ
2	東シベリアの河氷融解に伴う急激な流量増加へ影響を及ぼすオホーツク海高気圧	環境科学技術研究所	☆大島 和裕（環境科学技術研究所）、 朴 昊澤（海洋研究開発機構）、堀 正岳 （国立極地研究所）、吉川 泰弘（北見工業大学）	3～4ページ
3	地球および日本列島の温暖化の要因	無所属	今清水 雄二	5～6ページ
4	従来型観測のみを同化した日本域高解像度領域再解析の夏季における降水の再現性	東北大学	☆曾我 大輝、福井 真、岩崎 俊樹、 山崎 剛	7～8ページ
5	2016年1月寒波における海上寒気流出の寒気質量解析手法による解析	仙台管区気象台	山口 純平	9～10ページ

【休 憩】 11:20～11:30

座長：仙台管区気象台 気象防災部 予報課長（気象学会東北支部理事）		☆：発 表 者			発表予定時間 11:30～12:00
6	夏季黒潮域における降水システムの日周期	東北大学	☆山下 堯也、岩渕 弘信、岩崎 俊樹		11～12ページ
7	暖候期の降水時における解析雨量の特性調査	福島地方気象台	☆小野寺 晃一、信濃 辰夫、高橋 明		13～14ページ

【休 憩】 12:00～13:30

		☆：発 表 者			発表予定時間 13:30～15:00
8	宮城県における雷発生時の環境場の統計調査	仙台管区気象台	☆田ノ下 潤一、和田 雅幸、阿部 真治		15～16ページ
9	東北地方における雷注意報にひょうを付加する目安の検討	仙台管区気象台	☆和田 雅幸、阿部 真治、田ノ下 潤一		17～18ページ
10	福島県の暴風について	福島地方気象台	木村 マリ子		19～20ページ
11	秋田県における東よりの風による強風害について	秋田地方気象台	☆高野 一生（代）、天城 正人		21～22ページ
12	2019年3月31日の秋田における凍雨事例の解析	秋田地方気象台	岩場 遊		23～24ページ
13	関東平野に発生する沿岸前線のMSM予報バイアスに関する解析	東北大学	☆鈴木 健斗、岩崎 俊樹、山崎 剛		25～26ページ

【休 憩】 15:00～15:15

座長：東北大学大学院理学研究科 岩渕 弘信 准教授（気象学会東北支部幹事）		☆：発 表 者			発表予定時間 15:15～16:45
14	科学教育用数値実験ソフトの開発ー中学校理科Web-CReSS SEの活用に向けてー	岩手大学	佐々木 恒		27～28ページ
15	盆地霧の数値シミュレーションー岩手雫石の事例ー	岩手大学	☆菱 満貴、名越 利幸		29～30ページ
16	レーザー分光法による大気中N ₂ OおよびCO濃度 連続観測システムの開発と 南極・昭和基地における大気観測への応用	東北大学	☆赤井 章吾、森本 真司、李 偉（東北大院・理）、 後藤 大輔（極地研）、青木 周司（東北大院・理）		31～32ページ
17	海大陸周辺に発生する対流雲に対するエアロゾルの影響の定量的評価	東北大学	☆大芦 宏彰、岩渕 弘信、 Pradeep Khatri		33～34ページ
18	ノイズの正規分布を仮定しない独自ガイダンスの作成	青森地方気象台	寺内 俊平		35～36ページ
19	X-MPレーダで捉えられた雷雲内の微細構造について（福島県北部2019年6月5日の事例）	福島地方気象台	酒井 貴紘		37～38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 18:00

全球赤道域における Dry Intrusion の自動検出 および大気循環場との関係

*柳澤彩紀, 谷田貝亜紀代 (弘前大)

1. はじめに

非常に乾燥した空気塊が湿潤赤道域へと侵入する現象 (Dry intrusion) はその場の積雲対流活動に大きく影響し, Dry intrusion のラージスケールでの特徴を明らかにすることは熱帯地域と亜熱帯地域の相互作用を理解する上で非常に重要である。

また, Dry intrusion は現場観測や衛星可降水量データから捉えられ (Numaguti *et al.*, 1995), 熱帯における支配的な季節内振動であるマッデン・ジュリアン振動の発生要因の一つとしても考えられている (Kerns and Chen, 2014). 谷田貝・住 (1998, 気象学会秋) や柳澤・谷田貝 (2018, 気象学会秋) では, 全球赤道域について Dry intrusion の手動検出を行ったが, 数値モデルへの応用等を考慮し, より一貫した条件下で検出を行う必要がある。

本研究では, Dry intrusion の自動検出を全球赤道域について行い, その出現と大気循環場との関係について考察する。

2. データと検出手法

本研究における Dry intrusion の検出は, ERA-Interim 再解析 (Dee *et al.*, 2011) の 0.75°格子の可降水量を用いて, 1979-2016 年 (38 年分) について 30°S-30°N を対象に行った。検出手法は谷田貝・高藪 (2016, 気象学会春) の Atmospheric River の検出手法を参考に, 柳澤・谷田貝 (2018, 気象学会秋) の Dry intrusion の検出条件を改良した。始めに, ERA-Interim 再解析 の 6 時間毎の可降水量データから日平均を求め, 38 年分の可降水量に日平均値から日気候値を算出する。求めた可降水量偏差の値が -12 mm 以上の領域で, 日平均可降水量が 40 mm 以下の領域を抽出する。総観規模以上の大きさのものを対象とするため, 抽出した領域中のグリッド数が 40 個以上のものを Dry intrusion 候補とし, その領域が北半球に位置していた場合はその南端が 10°N に到達し, 南半球に位置していた場合はその北端が 10°S に到達するものを Dry intrusion として検出した。また, 前日におおよそ

同じ位置に出現した Dry intrusion とその日の Dry intrusion が半分以上同じ位置のグリッドで形成されていた場合, 持続した同一の Dry intrusion として検出する。また, ERA-Interim 再解析の 6 時間毎, 0.75°格子のジオポテンシャル高度と東西風・南北風データをコンポジット解析に使用した。

3. 結果

自動検出を行った結果, 1979-2016 年の 38 年間で計 23,590 件 (年間約 621 件) の Dry intrusion が検出された。全件数のうち約 68% は 1 日のみの出現であったが, 2 日以上持続して出現した Dry intrusion は 7,611 件 (年間約 200 件) 検出され, 中には熱帯低気圧近傍に出現する Dry intrusion も存在した。1 日のみ出現する Dry intrusion は中部太平洋で多く, 中部太平洋で出現する Dry intrusion はそのほとんどが持続せずに 1 日で消滅することが分かった。また, 柳澤・谷田貝 (2018, 気象学会秋) から検出を自動化したことで, ほとんど Dry intrusion が検出されていなかった東太平洋についても検出が可能となり検出件数は大きく増加したが, 出現特性については定性的に一致した。

検出された Dry intrusion の出現半球別合計出現件数の経年変動を図 1 に示す。対象期間中の全件数のうち 47% は北半球, 39% は南半球で出現し, 残り 14% は赤道上で出現したが, 年によってどちらの半球で出現が多いかは異なる。特にエルニー

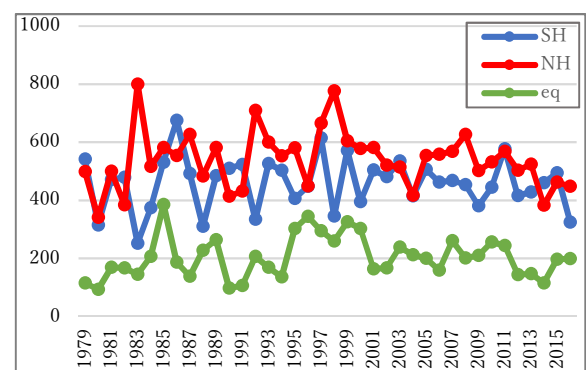


図 1 検出された Dry intrusion の半球毎合計検出回数の経年変動。

ニョ現象発生期間中、北半球で出現が多く南半球で出現が少ない傾向にあることが明らかとなった。

検出した Dry intrusion の出現回数を年平均して季節毎に示したものを図2に示す。北半球に出現する Dry intrusion は北半球夏季に出現が少なく、両半球とも風向が移り変わるモンスーンの過渡期に出現が多い傾向にある。また、今回の検出手法で検出された空気塊のうち51%がインド洋から赤道西太平洋 (40°E-180°E) において検出され、この領域では北半球よりも南半球で多く出現することが明らかとなった。春季および秋季には Dry intrusion の出現が赤道を挟んで対照的に分布しているが、6-8月には南半球のインド洋および西部・中部太平洋で出現が多く、12-2月には北半球のインド洋から海大陸付近で Dry intrusion の出現が特に多く見られた。

また、検出された Dry intrusion について出現場所の水平分布と出現初日の 500・700 hPa 面のジオポテンシャル高度をコンポジット解析したところ、Dry intrusion はジオポテンシャル高度の勾配が急なところで多く出現することが分かった。同様に、500・700 hPa 面の風向・風速についても解析すると、太平洋では強い貿易風によって乾燥空気が運ばれ、インド洋では特に南半球冬季に西風バーストに伴って Dry intrusion が出現することが分かった (図は省略)。

4. まとめ

本研究では Dry intrusion の自動検出を行い、その出現特性について解析した。自動検出は 1979-2016 年を対象に、ERA-Interim 再解析の可降水量データを用いて全球赤道域について実施した。結果として、期間中計 23,590 件 (2 日以上持続したものは 7,611 件) の Dry intrusion が検出された。その出現はインド洋から太平洋中部で多く、季節性を持ち、熱帯低気圧近傍での出現も確認された。また、出現初日について Dry intrusion 出現場所の水平分布とジオポテンシャル高度、風向・風速についてコンポジット解析を行い、Dry intrusion はジオポテンシャル高度の勾配が急なところ、貿易風・西風バーストが卓越する領域でよく出現することが明らかとなった。他の気象要素との関係性、ENSO との関連性などについては当日詳細を示す。

参考文献

- ・Dee *et al.*, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553-597.
- ・Kerns, B. W. and S. S. Chen, 2014: Equatorial Dry Air Intrusion and Related Synoptic Variability in MJO Initiation during DYNAMO. *Monthly Weather Review*, **142**, 1326-1343.
- ・Numaguti, A., R. Oki, K. Nakamura, K. Tsuboki, N. Misawa, T. Asai, Y.-M. Kodama, 1995: 4-5-Day-Period Variation and Low-Level Dry Air Observed in the Equatorial Western Pacific during the TOGA-COARE IOP. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 2B, 267-290.
- ・谷田貝・住 (1998), 1998 年気象学会秋季大会予稿集, P109.
- ・谷田貝・高藪 (2016), 2016 年気象学会春季大会予稿集, A304.
- ・柳澤・谷田貝 (2018), 2018 年気象学会秋季大会予稿集, A360.

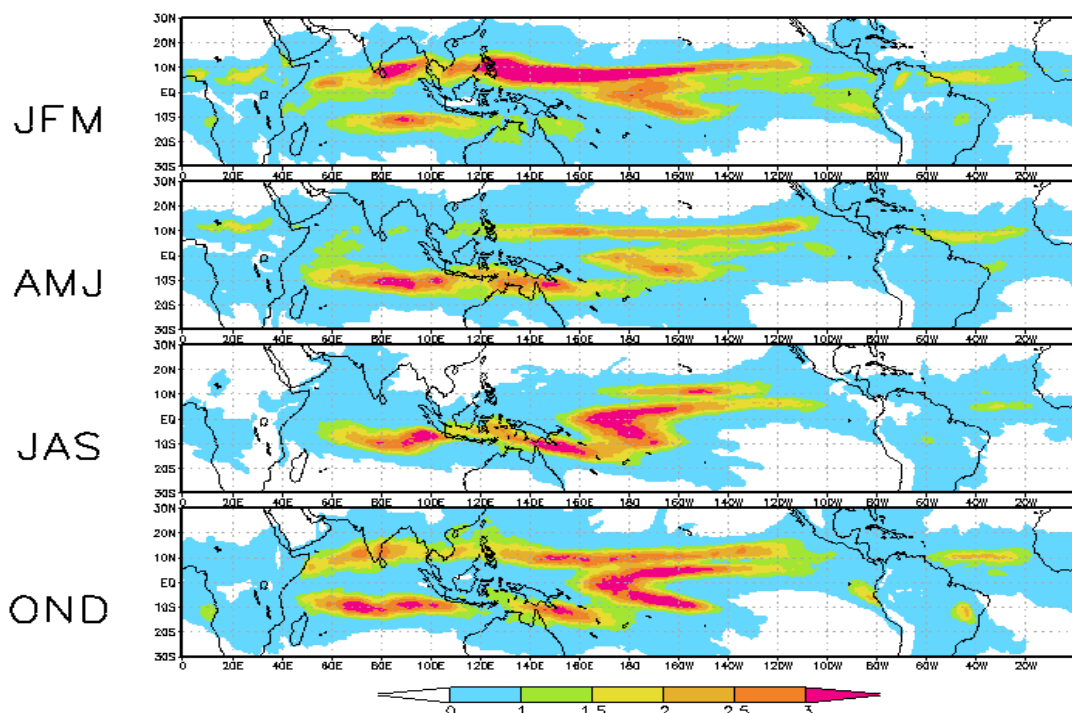


図2 対象期間 (1979-2016 年) 中に検出された Dry intrusion の年平均検出回数の水平分布。

東シベリアの河氷融解に伴う急激な流量増加へ影響を 及ぼすオホーツク海高気圧

*大島和裕 (環境科学技術研究所), 朴 昊澤 (海洋研究開発機構),
堀 正岳 (国立極地研究所), 吉川泰弘 (北見工業大学)

はじめに

シベリア河川は秋に凍結し、春には河氷が融解する。このシベリア河川は、地域住民の生活に強く関わっており、夏の船舶や冬の河氷上のアイスロードによる交通、また漁場として利用される一方で、春の河氷と雪の急激な融解はしばしばアイスジャム洪水を引き起こし、住民生活へ大きな被害をもたらすこともある(藤原 2011, 2015)。したがって、この地域の河氷の状態を知ることが住民にとって重要な情報である。アイスジャムは、春の気温上昇によって河氷が融解、破壊することで蛇行や浅水部、川幅の狭い場所で氷が詰まる現象で(例えば, Sakai et al. 2015, Yoshikawa et al. 2018), これに伴って水位が急激に上昇し、洪水を招くことがある。シベリア河川を対象とした先行研究では、降水量や流量(例えば, Oshima et al. 2015, 2018, Oshima and Yamazaki 2019), 河氷厚および水温(Park et al. 2016, 2017)に関するの経年変動と長期トレンドについて議論が行われてきた。しかしながら、春の河氷融解に伴う流量増加のタイミングの長期変化や、それに関連する気象場については、これまで研究が行われていない。

そこで本研究では、東シベリアを流れるレナ川を対象に、河氷融解に伴う急激な流量増加のタイミングについて、過去 60 年間の長期変化を解析するとともに、その流量増加のタイミングに影響を及ぼす気象場を調査した。

データと解析

東シベリアでは 5 月に気温がプラスとなり、積雪と河氷の融解が開始されるため、5 月を解析対象とした。河川流量データは、レナ川中流域に位置するタバガで観測された 1950 年から 2011 年まで長期間の日流量データを使用した。また、気温データはタバガに近接するヤクーツクで観測された 1955 年から 2011 年までの月平均気温値を使用した。河氷融解に伴う急激な流量増加のタイミングを決めるために、5 月の日流量が 5000 m³ を超える日にちを年毎に算出し、流量増加インデッ

クスと定義して解析に用いた。気象場の解析には、気象庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)を使用した。この気象解析では、流量増加インデックスを指標として相関・回帰分析により、海面気圧、気温、800 hPa 面の高度及び風場について、それぞれの偏差を求めた。

春の流量増加のタイミング

レナ川中流域の気温の平年値は、4 月まではマイナスで、5 月にプラスとなって雪解けと河氷融解が進む。これに伴って河川流量は急激に増加する。河川流量は 11 月から 4 月までほぼゼロであるが、5 月から流れ始め、5 月から 6 月にかけて急激に増加して 6 月に最大値を取る。夏は降水量も多いが蒸発散量もそれに匹敵する大きさとなるため、大気から流域へ入る正味の水のインプットはほぼゼロとなり、凍土融解に伴う流出はあるものの、河川流量はそれほど大きくはならない。

過去 60 年間のタバガの流量データを解析した結果、流量増加のタイミングにばらつきがみられた。早い年は 5 月 5 日(DOY125)で、遅い年は 5 月 29 日(DOY149)となり、平年で 5 月 17 日(DOY137)であった(図 1)。予想通り、流量増加のタイミングには気温が影響し、流量増加インデックスとヤクーツクの気温を比べると、両者の負相関が確認できた(図 1, 相関係数-0.54)。

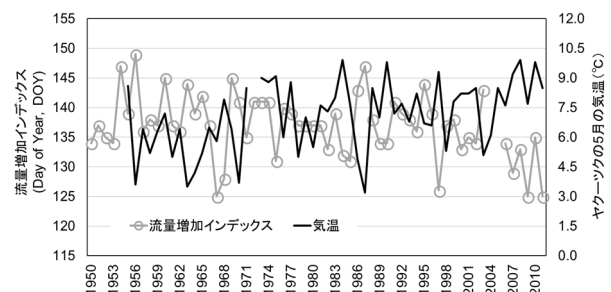


図 1 タバガ流量の急激な増加のタイミングを示す流量増加インデックス(丸印, 左軸)とヤクーツクの 5 月の気温(実線, 右軸)の過去 62 年間(1950 年から 2011 年まで)の時系列。ただし、気温は 1955 年以降のデータで一部欠損値がある。

河氷融解と流量増加に影響を及ぼす気象場

次に流量増加のタイミングに影響を及ぼす気象場について調べた。流量増加インデックスに回帰した海面気圧偏差にはオホーツク海上で正偏差が現れ、すなわちオホーツク海高気圧を示した。これに対して、流量インデックスに対する地表面気温偏差では、レナ川中流域を中心に強い正偏差を示した。800 hPa の高度場および温度場の偏差においても、オホーツク海上の高気圧偏差と、東シベリア上空に高温偏差がみられた。以上の結果は、5 月にオホーツク海高気圧が現れることによって、東シベリアでは気温が上昇し、積雪と河氷の融解を促進することを示す。この気温上昇にはオホーツク高気圧に伴う南東風が影響していると考えられる。実際に、流量増加インデックスに回帰した 800 hPa 面の風偏差を基に温度移流を計算すると、南東風に伴って暖気移流がみられ、この効果を確認することができた。

まとめ

日本ではヤマセをもたらす気象場として知られているオホーツク海高気圧が 5 月に発生すると、南東風に伴う暖気移流によって、東シベリアのレナ川中流域では気温が高くなる。これにより、この地域の積雪と河氷の融解を促進することで、春の急激な流量の増加が平年よりも早まる傾向があることが明らかになった。しかし、積雪と河氷の融解には暖気移流による気温上昇のみならず、日射などの他の要因も考えられるため、それらの調査については今後の課題である。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 18K04361 の助成を受けた。

参考文献

- 藤原潤子：サハ共和国における環境変動と移住問題。平成 22 年度 FR2 研究プロジェクト報告「温暖化するシベリアの自然と人—水環境をはじめとする陸域生態系変化への社会の適応（地球研プロジェクト C-07）」、檜山哲哉（編）、総合地球環境学研究所, 192-196, 2011.
- 藤原潤子：洪水リスクへの適応—サハ共和国の移住政策、「シベリア 温暖化する極北の水環境と社会」、檜山哲哉・藤原潤子（編）、第 12 章、421-448、京都大学学術出版会、2015.

- Oshima, K., Y. Tachibana and T. Hiyama: Climate and year-to-year variability of atmospheric and terrestrial water cycles in the three great Siberian rivers. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 120, 2015.
- Oshima, K., K. Ogata, H. Park and Y. Tachibana: Influence of atmospheric internal variability on the long-term Siberian water cycle during the past 2 centuries. *Earth System Dynamics*, 9, 2018.
- Oshima, K., and K. Yamazaki: Atmospheric water cycle. “Water-Carbon Dynamics in Eastern Siberia”, T. Ohta, T. Hiyama, Y. Iijima, A. Kotani and T.C. Maximov (eds.), Springer, Chapter 2, 25-42, 2019.
- Park, H., Y. Yoshikawa, K. Oshima, Y. Kim, T. Ngo-Duc, J.S. Kimball and D. Yang: Quantification of warming climate-induced changes in terrestrial Arctic river ice thickness and phenology. *Journal of Climate*, 29, 2016.
- Park, H., Y. Yoshikawa, Y. Daqing and K. Oshima: Warming water in Arctic terrestrial rivers under climate change. *Journal of Hydrometeorology*, 18, 1983-1995, 2017.
- Sakai, T., S. Hatta, M. Okumura, T. Hiyama, Y. Yamaguchi and G. Inoue: Use of Landsat TM/ETM+ to monitor the spatial and temporal extent of spring breakup floods in the Lena River, Siberia. *International Journal of Remote Sensing*, 36:3, 719-733, 2015.
- Yoshikawa, Y., H. Park, K. Oshima and H. Yokoyama: Examination of simple ice jams calculation model. *Journal of Japan Society of Civil Engineers*, Ser. B1 (Hydraulic Engineering), 74, 2018.

地球および日本列島の温暖化の要因

今清水雄二（無所属）

1. 世界および日本の年平均気温の変化傾向

1891~2018年の世界の年平均気温長期変化傾向¹⁾によれば、北半球陸域では北米、ヨーロッパおよび日本列島を含む東北アジアの年平均気温の上昇率は相対的に大きく不均一であることがわかる。日本国域の平均気温の上昇率の大きいことは1946年から2012年まで66年間の世界、北半球、日本全国域および国内地方域の各領域の年平均気温（過去の地域平均気象データ²⁾）の経年変化データでも示され、日本全国域と国内地方域の気温変化の様相はよく類似しており相関係数は大きく、気温上昇率は同程度であり、世界および北半球より大きいという特徴がある。最近（1965年以降）では日本の全国域の気温上昇率は世界（地球）の温暖化率に比べてかなり大きい。

2. 気温と海面水温

また、日本全国域の年平均気温と近海域の年平均海面水温および世界の年平均気温と海域の年平均海面水温の、1898年から2015年の長期経年変化によれば、日本全国域の気温と近海域海面水温の経年変化の相関係数は世界の気温と海域海面水温の経年変化の相関係数より小さいが、温度上昇率は大きい。日本近海域の一部海域は朝鮮半島、中国大陸の気温の影響を受け本来の海面水温の経年変化とは異なる可能性があるが、それにもかかわらず日本の全国域の平均気温と近海域の平均海面水温の経年変化との相関係数は比較的大きい。

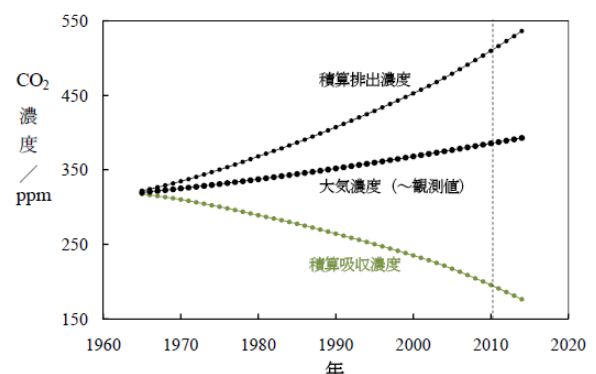
3. CO₂による年間放射強制力の概算

こうした世界および日本国域の温暖化の要因として1750年頃の産業革命後の化石燃料エネ

ルギー利用の工業化社会の発展にともない排出されたCO₂等温室効果ガスの放射強制力の影響の可能性が指摘される。

CO₂大気濃度の観測値(ppm)の経年変化は、1750年(280 ppm)から1965年(320 ppm)までと1965年(320 ppm)から2010年(387 ppm)までの2種類の指数関数によって表され、2010年の放射強制力 ≈ 1.68 [W/m²]は、1750年から1965年までと1965年から2010年までのCO₂大気濃度増加の増加による放射強制力の総和の放射強制力： $\Delta F_{CO_2} = \alpha_1 \ln(320/280) + \alpha_2 \ln(387/320) \approx 1.68$ [W/m²]、但し $\alpha_1 = 4.94$ ， $\alpha_2 = 5.35$ ³⁾，によって近似されたとする。

また、1965年以降の全地球的にほぼ一様に増加するCO₂大気濃度（観測値）の1965~2015年の経年変化は、化石燃料エネルギーの消費により毎年1年間に排出されるCO₂大気濃度増加（推定値）の積算値の経年変化と植物の生育などにより毎年地表に吸収れるCO₂大気濃度の積算値の経年変化との差によって第1図のように表されたとすると、この期間にはかなり大きいCO₂大気濃度が地表に吸収され、注目される。



第1図 1965年CO₂大気濃度の観測値320.0 ppmは、2010年68.0ppm増加、積算排出濃度：190.0 ppm増加、積算吸収濃度：122.0 ppm減少

また、2010 年の 1 年間に排出される CO₂ 大気濃度増加による年間放射強制力は 0.0276 [W/m²] と推定される。

4. 世界の排熱流束

一方、地球表面のある領域（面積 A_r [m²]）からは、同領域の有するエネルギー消費設備全体から年間消費量 Q_c [W] に相当する化石燃料エネルギーが排熱として、赤外線放射、顕熱輸送、潜熱輸送の 3 種類の過程によって大気中に排出されるとする。3 者排熱の総和によって与えられる排熱流束は、Flanner⁴⁾ による人為熱フラックスと同様に、 $\Delta F_E = Q_c / A_r$ [W/m²]、により近似的に表され、気温上昇に關与する可能性がある。

そうすると、2010 年の世界平均の排熱流束の概算値として、 $\Delta F_{EW} = Q_{wc} / A_w = 0.029$ [W/m²] (Q_{wc} : 2010 年世界化石燃料等エネルギー年間消費量、 A_w : 地球表面積) が得られる。これは 1965 年以降、2010 年 1 年間の CO₂ 大気濃度増加による年間放射強制力と同程度の大きさを有し、世界の全エネルギー消費施設からの平均排熱流束は、地球温暖化に対して CO₂ 大気濃度増加による年間放射強制力とともに寄与する可能性がある。

5. 日本列島の排熱流束

また、1965 年以降の日本では工業化社会（産業施設および交通機関）が全国的に発展するとともに化石燃料エネルギーの消費は著しく増加し、CO₂ とともに膨大な排熱が広範な地方域および全国域の大気に排出され、気温上昇に寄与する可能性がある⁵⁾。とくに国内の様々の工場設備や船舶の動力エンジンの稼働によるエネルギー消費においては、設備やエンジンの冷却に大量の河川水や海水が使用され、排熱の一部（かなりの部分）は日本近海域の海面水温を上昇させるとともに海水を介して潜熱輸送によって近海域を含む日本列島の大気中に排出されると考えられ、第 2 節に記したように日本国域の気温

変化との相関係数が比較的大きい近海域の海面水温の経年変化の上昇率を大きくする可能性がある。したがって、日本国域の全排熱は日本列島（国土と沿岸部近海域の合計）面積 A_{JA_r} の大気に排出されると考えられ、日本国域＝日本列島の排熱流束は、 $\Delta F_{EJA_r} = Q_c / A_{JA_r}$ (JA_r : Japanese Archipelago) により表される。

2010 年の日本列島の排熱流束の評価は、近海域の面積の取り方に依存し、 $\Delta F_{EJA_r} = Q_c / A_{JA_r} = 0.13 \sim 0.78$ [Wm⁻²]、地球平均の約 4.5~27 倍である。これは日本列島の気温上昇率が地球の温暖化率に比べて大きいという第 1 節に記した観測事実をよく説明する。

6. まとめ

地球大気系の太陽光エネルギーの収支論⁶⁾によれば、エネルギー消費設備から人為的に排出される CO₂ は長波長の放射強制力 $\Delta F_{L\downarrow}$ を増大し、大気の温室効果 $\Delta F_{R\downarrow}$ を増加させるので、地球温暖化を進行させる。一方、エネルギー消費設備から人為的に排出される排熱流束 $\Delta F_E \uparrow$ も（大気の運動と短波長）の關係により大気の温室効果 $\Delta F_{R\downarrow}$ を増加させ、地球温暖化の進行を推進する可能性がある。

参考資料

- 1) ホーム > 各種データ・資料 > 地球環境・気候 > 地球温暖化 > 気温・降水量の長期変化傾向 > 世界の年平均気温
ipcc_ar5_wg1_spm_jpn 気候変動 2013 自然科学的根拠
第 1 作業部会報告書 政策決定者向け要約
- 2) 気象庁：各種データ・資料 > 地域平均気象データ
- 3) G.Myhle: Geophysical Research Letters, V.25, No.14,(1998) pp.2715-2718.
- 4) M.G.Flanner: Geophys. Res. Lett., 36,L02801,[doi:10.1029/2008GL036465](https://doi.org/10.1029/2008GL036465)
- 5) 今清水雄二：日本列島の温暖化，日本の科学者，Vol.52, No.7, (2017) pp.12-18
- 6) 日本気象学会地球環境問題委員会：『地球温暖化』（朝倉書店、2014）第 3 章 pp.18-21 (Wild et al., 2013)

従来型観測のみを同化した日本域高解像度領域再解析の 夏季における降水の再現性

*曾我大輝、*福井真、*岩崎俊樹、*山崎剛

(*東北大院理)

1. はじめに

長期間の均質な高解像度気象データセットの作成を目指して水平解像度 5 km の領域再解析が進められている。長期再解析としては気象庁全球再解析 JRA-55 が広く用いられているが、水平解像度が数十キロ程度と粗く、メソスケールの極端現象や局地循環など再現するのには十分でない。また、防災意識の高まりや再生可能エネルギーの拡大により、詳細な気象データセットの需要は高まってきている。そのため、JRA-55 を初期値・境界値とした力学的ダウンスケーリングが一般的に行われるが、長期間の積分を行う場合には、再現性に問題があることが分かっている。そこで Fukui et al. (2018) では従来型観測を同化した領域再解析の実現可能性を示した[1]。領域再解析を行う上で、信頼できるデータセット構築のためには様々な気象要素について再現性を検証することが重要である。そこで本研究では、水平解像度 5 km の領域再解析による夏季における降水の再現性評価のため、気象官署 152 地点の観測値を基準として、JRA-55 および水平解像度 25 km の領域再解析との比較検証を行った。

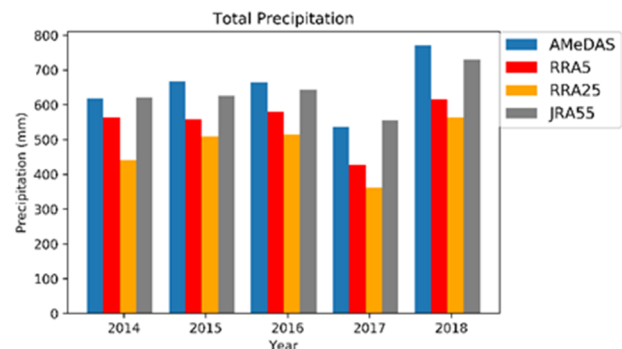
2. 使用データ・解析手法

領域再解析システムでは、JRA-55 を初期値・境界値として、東アジアを覆う水平解像度 25 km の領域及び日

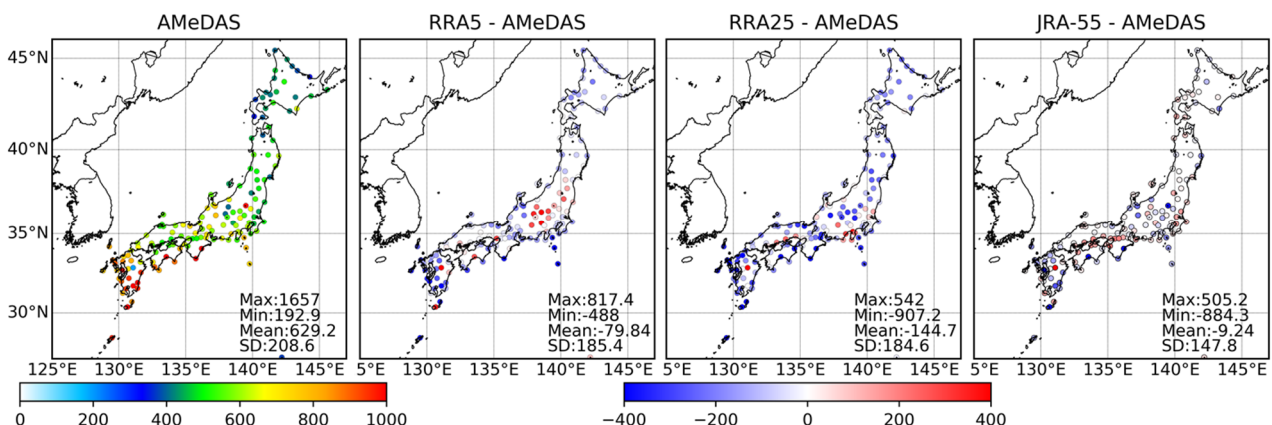
本を中心とした水平解像度 5 km の領域へ予報モデル JMA-NHM によるダウンスケールを行い、LETKF (Local Ensemble Transform Kalman Filter) により従来型観測 (地上気圧, ラジオゾンデ, 台風中心位置) を同化して解析をする。このようにして出力された 25 km と 5 km の領域再解析及び JRA-55 の降水量を、気象官署 (152 地点) に内挿し、観測値を比較することで検証を行う。対象期間は 2014-2018 年 7-9 月とした。

3. 結果

第 1 図に年ごとに全地点平均した積算雨量を示す。観測値と比較すると各再解析は過少傾向にあることが分かる。その中でも 25 km 領域再解析が最も少なく、その次に 5 km 領域再解析、JRA-55 の順で多くなっている。ここでは特に、JRA-55 が観測値に近い結果を示した。



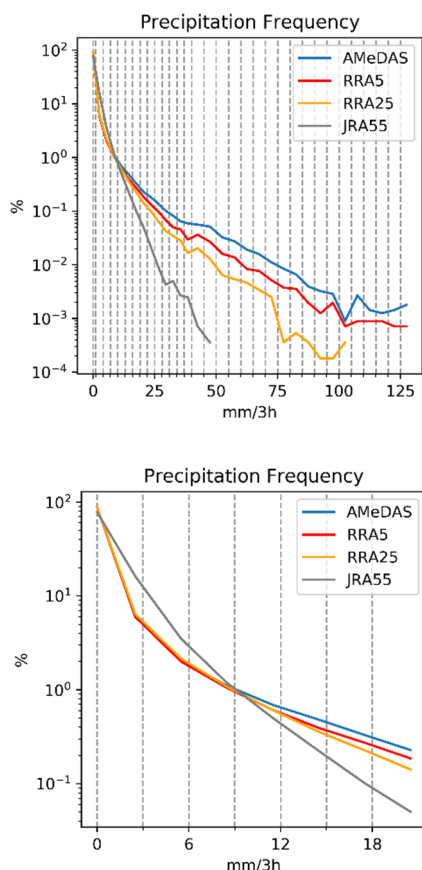
第 1 図. 各年の積算雨量 (7-9 月、全地点平均)



第 2 図. 2014-2018 年平均の積算雨量 (7-9 月) (a) AMeDAS (b) RRA5 との差分 (c) RRA25 との差分 (d) JRA-55 との差分 (RRA ; Regional ReAnalysis)

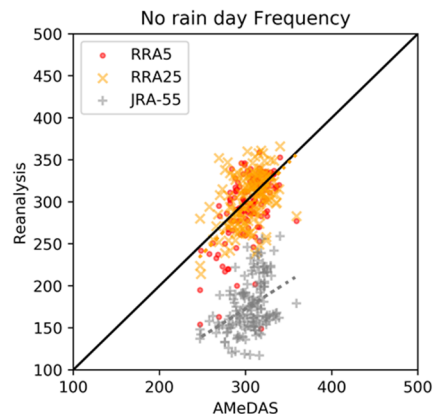
第2図は(a)各気象官署における AMeDAS の積算雨量と(b) (c) (d) 観測値に対する各再解析のバイアスの空間分布を示した図である。25 km領域再解析では、全体的に降水量の多い西日本で過少傾向を示しており、全地点平均バイアスは-145mm 程度であった。5 km領域再解析では、全地点平均バイアスが-80mm 程度と改善傾向を示しているが、中部山岳地域において他の再解析では表れていない過大バイアスが出現している。JRA-55 では西日本の一部の地域において大きな過少バイアスが見られるものの、全地点平均バイアスが-9mm 程度と最も小さい結果となった。

第3図は、全イベントに対する(降水なしも含む)閾値ごとの3時間降水量の出現頻度を示した図である。これによると JRA-55 では、弱い降水に対する出現頻度が多く 50mm/3h 程度までの降水しか表現できていない。一方、25 km領域再解析では弱雨の高頻度傾向も改善し 100mm/3h 程度までの表現が可能となった。特に、5 km領域再解析では 120mm/3h 以上の降水も再現したことで観測に近い降水強度分布となり、大きく改善した。



第3図. 3時間降水量の閾値ごとの出現頻度
(上段)全体図 (下段)弱雨部拡大図

第4図は、閾値 1mm/day を無降水日としたときの、AMeDAS に対する各再解析における無降水日を示した図である。5km, 25 km領域再解析では、比較的良好な対応を示しているが、JRA-55 では観測に対して過少傾向を示した。つまり、降水の頻度が過大に表現されている。



第4図. 観測値に対する各再解析の無降水日数

4. 考察・まとめ

以上の結果より、JRA-55 では降水強度は弱いものの降水日数が多く、結果として積算雨量が多くなったと考えられる。しかし、強い降水に対する表現はほとんど出来ておらず現実的な降水を再現できていない。一方、領域再解析では、強い降水に対する表現が可能となり、特に 5km 領域再解析では観測に近い降水強度分布を示した。これは解像度の向上による効果が大きいのと考えられる。しかし、積算雨量の過少傾向や中部山岳地域のようにバイアスが大きな地域があるなど課題が残り、今後も極端現象の事例解析などを通して検証していく必要がある。

謝辞

本研究では、気象庁気象研究所との共同研究による領域再解析システムにより得られたデータを使用した。文部科学省フラッグシップ 2020(ポスト京)重点課題 4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度化」による助成を受けた。

参考文献

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

2016 年 1 月寒波における海上寒気流出の寒気質量解析手法による解析

山口純平（仙台湾気象台観測課）

1. はじめに

海上寒気流出(Marine Cold Air Outbreaks; MCAO)とは、極域や冷たい大陸上の寒気が比較的温暖な海面に達したものである。流出した寒気と海面との温度差は 30 K を超えることもあり、この大きな温度差により、海面から大気への活発な水熱輸送が生じる。これに伴い不安定化した境界層では組織的な対流構造と特徴的な下層雲が形成される。このような過程を経て、MCAO は気団変質していく。

MCAO は低温や強風、豪雪など極端現象をもたらすものとして重要であるのに加え、例えば傾圧帯の維持や海洋混合層の冷却による水塊の変質などにも関与する(e.g. Pithan *et al.* 2018)。そのため MCAO は観測やモデルを用いて活発に研究されてきた。しかしながらこれらの研究の焦点は主に海面熱輸送や境界層の発達、対流の組織化であり、とりわけ MCAO の力学的な消滅過程に注目した研究は極僅かである(Papritz and Pfahl 2016)。

本研究では MCAO を水熱収支の観点からとらえる解析手法を定式化する。そしてそれを 2016 年 1 月の東シナ海での MCAO に適用し、MCAO 消滅に寄与した過程を明らかにする。

2. 解析手法

解析には Iwasaki *et al.* (2014; 以下 I14)の寒気質量解析の式を発展させた式を用いる。I14 において寒気容量(NHC)が以下の式で定義されている。

$$NHC \triangleq \int_{p(\theta_T)}^{p_s} (\theta_T - \theta) dp \cdots (1)$$

I14 の定式化では寒気はある閾値等温位面(θ_T)下の寒気と定義する。この閾値温位と実際の寒気の温位 θ の差を寒気内で積分するので、NHC は寒気の冷たさを表す物理量と解釈できる。NHC の時間発展方程式(I14 の式(8))について、閾値等温位面を顕熱フラックスが貫かないと仮定すると、以下のように拡張することができる。

$NHC_t = -\nabla \cdot \mathbf{NHF} - F_{Hs} - (L_o \pi_o^{-1})M - H_{RA} \cdots (2)$
 右辺第 1 項は I14 の寒気容量フラックス(NHF; 寒気内の熱フラックスに相当)の収束で第 2 項は海面顕熱フラックス、第 3 項は凝結による潜熱放出量であり、水蒸気凝結量 M におよそ比例する。第 4 項は放

射加熱/冷却効果を表す。また、新たに以下の物理量 Q を導入する。

$$Q \triangleq \int_{p(\theta_T)}^{p_s} q_v dp \cdots (3)$$

q_v は水蒸気混合比を表す。 Q は寒気内の可降水量に相当する。 Q の時間発展方程式は次のようになる。

$$Q_t = -\nabla \cdot \mathbf{QF} + E - M + \varepsilon \cdots (4)$$

右辺第 1 項は寒気内の水蒸気フラックス(QF)の収束、第 2 項は海面蒸発量、第 3 項は凝結量、第 4 項は寒気を出入りする水蒸気量を表す。

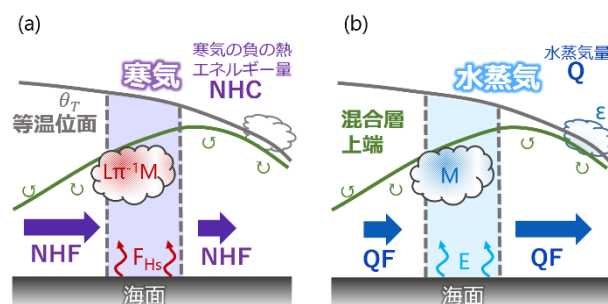


図 1 | MCAO の鉛直断面図の模式図。(a)寒気容量収支式(2)と、(b)水蒸気収支式(4)の物理的解釈。

図 1 に式(2)と式(4)の解釈を模式図的に示す。断熱過程・海面水熱輸送無しの場合、式(2)と式(4)の右辺は第一項を除きすべて 0 となる。このとき NHC、 Q は NHF、QF の収束のみにより時間変化する、すなわち連続方程式を満たす保存量ということになる。逆に、NHC で記述した MCAO が消滅したとすれば、それは非断熱過程か海面水熱輸送が寄与した(あるいは気団変質した)ことを意味する。

3. 調査対象・方法

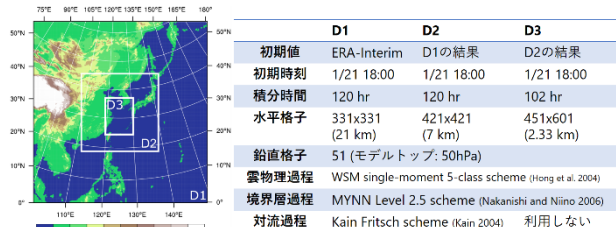


図 2 | (左図)計算領域。(右図)計算設定(時刻は UTC)。

解析対象とする事例は 2016 年 1 月 23 日から 25 日にかけて東シナ海を中心に発生した MCAO である。この寒気流出では、南西諸島を中心に 200 年に一度の大きさの NHC が解析された(Yamaguchi *et al.* 2019)。式(2)、(4)の各項の直接算出のため、領域気象モデル WRF によるダウンスケーリングを行った

(図2参照)。閾値温位は $\theta_T = 300$ Kに設定した。閾値の妥当性については5項で記述する。

4. 結果

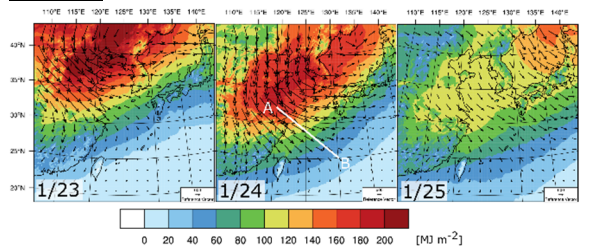


図3|2016年1月23日から25日にかけてのNHC(陰影; MJ m^{-2})、NHF(ベクトル)のスナップショット。24日の線分ABは図6で用いた断面。

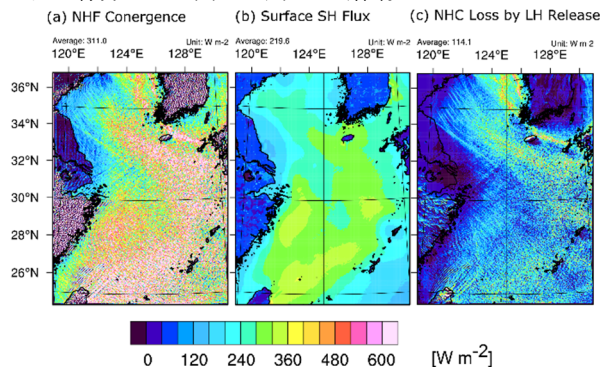


図4|22日0時から26日0時まで平均した(a) $-\nabla \cdot \text{NHF}$ 、(b) F_{HS} 、および(c) $(L_o \pi_o^{-1})M$ (いずれも陰影; W m^{-2})。図左上の数値は領域(25–35°N, 120–130°E)で平均した各項の値。

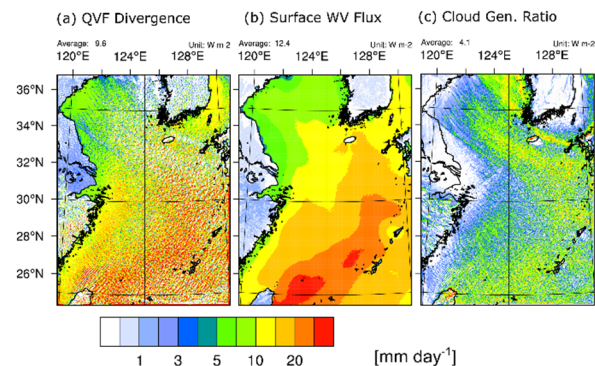


図5|図4に同じ。ただし(a) $\nabla \cdot \text{QF}$ 、(b) E 、および(c) M

図3に本事例におけるNHC、NHFの時系列図を示している。23日に中国大陸上から東シナ海に南東方向に流れ込んだ 200 MJ m^{-2} を超えるNHCは25日には半減している。

図4、図5には22日から26日まで平均した、それぞれ式(2)、式(4)の主要項を抜き出している。図4からは3つのことが言える。1) $-\nabla \cdot \text{NHF} \approx F_{HS} + (L_o \pi_o^{-1})M$ が成立。流入したNHCは海面からの顕熱と潜熱放出により消滅。2) ほとんどの領域で $F_{HS} > (L_o \pi_o^{-1})M$ 、すなわち顕熱の寄与が潜熱の寄与を上

回る。3) $(L_o \pi_o^{-1})M$ は筋状に局在。この空間分布は M のそれにおよそ一致する(図5c)。したがって潜熱放出量は凝結量に対応する($L_o \pi_o^{-1}$ は比較的空間一様)。図5からはまた、 E のおよそ3/4を $\nabla \cdot \text{QF}$ が占めていることがわかる。すなわち東シナ海上で供給された潜熱($\propto E$)の大半はMCAOの消滅には寄与せず、より低緯度の地域に輸送されている。

5. 議論

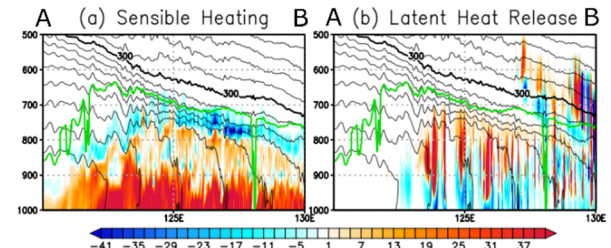


図6|24日0時の線分ABに沿った鉛直断面における温位(等値線; K)、(a)顕熱、(b)潜熱放出による加熱率(陰影; K day^{-1})。緑線は海面温位と等しい温位線。

図6には図3の線分ABに沿った鉛直断面図を示す。等温位面集中帯(境界層上端)が300 K等温位面下(緑線付近)に存在し、西側では顕熱加熱、潜熱加熱ともに境界層内に限られている。この境界層の鉛直構造は東シナ海のMCAOの典型である(e.g., Ninomiya 1976)。このとき閾値温位が境界層上端より上部であれば、閾値の定義により今回の“MCAOの消滅”の結果は変化しない(II4の式(8)参照)。この点が先行研究(e.g., Papritz and Pfahl 2016)と比較したときの本解析手法の利点である。一方、東側の一部地域では閾値温位面上やそれより上部で潜熱放出が発生している。寒冷前線の位置に相当するこの領域では依然として閾値依存性が残ることとなる。

6. まとめ

本研究ではII4の寒気質量解析手法を、MCAOの水熱収支の式に拡張することで、MCAOの消滅を力学的に扱うことを可能にした。また、この式を用いて2016年1月の東シナ海MCAOの解析を行い、MCAOの消滅は顕熱輸送と潜熱放出で説明でき、また前者の寄与が後者を上回ることを示した。

謝辞

本研究は東北大学流体地球物理学講座の支援のもと実施されました。

引用文献

- Iwasaki et al., *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230–2243 (2014)
 Ninomiya, *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 160–174 (1976)
 Papritz and Pfahl, *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 315–336 (2016)
 Pithan et al., *Nature Geoscience*, **11**, 805–812 (2018)
 Yamaguchi et al., *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 275–293 (2019)

夏季黒潮域における降水システムの日周期

*山下 堯也, 岩渕弘信, 岩崎俊樹 (東北大院理)

1. はじめに

熱帯海上で発生する対流雲は、深夜から朝にかけて発達する傾向がある。亜熱帯域のうち、夏の西岸境界流 (例: 黒潮、アメリカ東海岸のガルフストリーム) と呼ばれる暖流付近でも、熱帯と同じように朝から昼をピークとする日周期があることが知られている[1]。

南西諸島付近の黒潮域では 6 月を中心に昼前から昼過ぎに降水のピークが存在する。この地域における 6 月の降水の特徴は、梅雨前線によってもたらされていることであり、降水の日周期も梅雨前線に伴って発生しているものであると考えられている[1]。そのメカニズムは、下層暖湿流の強さの変化[2]や、太陽放射による境界層の加熱[3]など様々な説が提唱されているが、十分に理解されていない。また、熱帯における対流雲の早朝発達のメカニズムとして、上層雲の放射加熱に伴う静的安定度の変化[4]が挙げられる。このメカニズムが亜熱帯域の西岸境界流域でも作用している可能性が考えられるが、その検証を行った研究は無い。降水システムの日周期は、数値モデルの有効性を確かめる指標の一つとして使われており、そのメカニズムの解明は、数値モデルの精度改善に貢献する。

本研究ではその予備解析として、南西諸島付近の 6 月を対象に、降水システムの日周期を調査した。また、JMA-NHM による出力と観測データとの比較を通して、NHM による日周期の再現性についても検討した。

2. GSMaP による統計解析

降水データ GSMaP Gauge v7 [5]を使用して、2016 年から 2019 年の 6 月を対象に解析を行なった。解析期間は、今後ひまわり 8 号の赤外画像を利用したプロダクトと比較することを見越して設定した。

図 1 に 2018 年 6 月における月間総降水量を示す。この年を含めて 4 年間とも、北緯 25 度から北緯 35 度にかけて、月間降水量が 300 mm 以上の地域が広く分布していた。この時期の気候から考えると、大部分が梅雨前線に伴う降水であると評価できる。降水日周期の振幅 A [mm/hr] を、

$$A = 0.5 \times \{\max(R(h)) - \min(R(h))\}$$

(ただし、 $R(h)$: 時刻 h における月間平均降水量) と定義し、月間降水量と降水日周期の振幅を照らし合わせると、降水量の多い地域で振幅が大きくなる傾向が見られるが、どの年も南西諸島付近を中心に降水振幅が大きいことが分かった。この降水振幅の大きい領域 (北緯 25-31 度, 東経 125-133 度) (図 2) で、1 時間降水量を時刻ごとに平均した結果をプロットすると、どの年も概ね昼前から昼過ぎにかけて降水のピークを示しており、その振幅は月間平均降水量

の約 30-50 %であった。

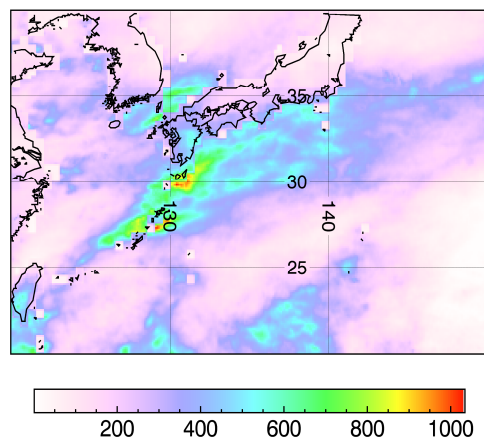


図 1 2018 年 6 月の月間総降水量 [mm/hr]

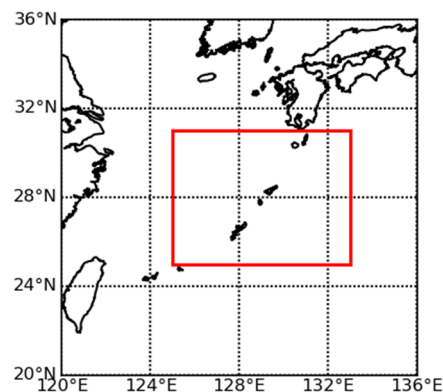


図 2 降水日周期の振幅が大きい領域として GSMaP や NHM の解析に使用した領域 (赤線)

3. NHM による再現

2. で見られた降水の日周期が JMA-NHM でも再現されるかについて、図 2 の領域で梅雨前線が長期的に停滞しており、連続的に降水が観測された 2019 年 6 月 18 日から 25 日までの期間で検証した。領域は北緯 28 度、東経 129 度を中心とする東西 900 km、南北 800 km の領域を選択し、境界値には MSM を与えた。水平解像度は 2 km 間隔で、モデル格子数は 450×400×60 とした。初期時刻は 2019 年 6 月 18 日から 24 日までの毎日 15 時 [UTC] とし、それぞれの初期時刻から 30 時間分計算した。その結果を、初期時刻の 6 時間後から 30 時間後までの部分を繋ぎ合わせて、解析を行なった。雲物理過程は 2 モーメントバルクで、積雲パラメタリゼーションは使用しなかった。

図 3 に 2019 年 6 月 18 日から 6 月 25 日にかけての、1 時間降水量の南北平均 (北緯 25-31 度) のホフメラー図を示す。初期時刻の異なる出力が点線の前後で違和感なく接続していることが分かる。このこ

とから、異なる初期時刻のモデル出力を繋ぎ合わせることは、日周期を解析する上で差し支えがないと言える。また NHM の降水量変化パターンは、GSMaP の変化とよく似ており、観測をよく再現していると言える。南北平均の降水量に着目すると、GSMaP と比べて NHM の降水量が少ない。これは GSMaP のデータの特性に起因していると考えられる。マイクロ波による観測がない時間帯において GSMaP の降水量は、赤外画像を使って補間している。その一例として、図 4 に 6 月 21 日 14:00 [JST] における 1 時間降水量の分布を示す。強い降水域 (10 mm/hr 以上) を見ると、NHM では細く筋状に分布しているのに対して、GSMaP はより広範囲に広がっている。GSMaP が表現している降水は、対流雲のコアだけでなく、巻雲の部分でも過大に評価している可能性がある。この状況で GSMaP と NHM の南北平均降水量を計算すると、両方で違いが生じることが容易に想像される。その影響が降水日周期の違いに現れる可能性がある。

2. で注目した領域 (北緯 25-31 度, 東経 125-133 度) で時刻ごとの降水平均を計算すると、GSMaP・NHM とともに 0 時ごろから降水が増加し、NHM では 9 時に、GSMaP では正午ごろに降水ピークが現れた。NHM は 18 時までほぼ横ばいで推移したのち、緩やかに減少した。GSMaP も正午から日付が変わるころまで緩やかに減少した。両者の降水量の差は日中で大きく生じ、0.5 mm/hr 程度 GSMaP が多く出力していた。時刻ごとに降水量を平均すると、降水ピークの時刻にずれが生じていたが、両者の時系列で相互相関関数を計算すると、両者の位相ずれが無い時に最も相関係数が高く、その値は 0.87 であった。従って、NHM と GSMaP の降水ピークのずれは、少なくとも NHM の再現が観測とずれた結果に起因するものでは無いことが言える。

ここで気を付けなければならないことは、領域平均によって求められた降水日周期が、降水セルが領域を出入りしたことによる見かけの結果である可能性が考えられる点である。ところが本事例の場合、その影響は小さいと考えられる。例えば図 3 において、19 日の東経 129 度付近や 23 日の東経 128 度付近を見ると、降水が強化されている様子が見られる。東西平均降水量の時間推移の結果を見ると、その日に南北から流入した降水がほとんど無いことや、梅雨前線上の雲は東に流されることを考慮すると、この降水強化は外部から降水システムが流入した結果ではない。全ての降水システムに対して見かけの可能性を否定できる訳ではないが、この領域下で発達した降水システムが、昼前後の降水ピークに寄与した可能性は十分にある。

4. まとめと今後の課題

GSMaP の解析を通して、南西諸島の黒潮域付近では、梅雨前線の通過する 6 月において昼前から昼過ぎに降水のピークがあることが確認された。梅雨

前線が長期的に同じ領域で停滞する時期に対して、NHM による再現を行ったところ、統計解析と同じようなタイミングで降水のピークが存在することが確認された。その日周期の強度は GSMaP の方が大きかった。設定した期間の降水日周期ピークは、降水システムが領域を出入りした結果である可能性は低いと考えられる。

領域平均だけでは、見かけの可能性を排除することが出来ない。今後は、南西諸島の黒潮流域付近に出現する降水日周期が、どのような擾乱によってもたらされた結果であるかについて、ひまわり 8 号のプロダクトを用いた雲追跡により詳細に明らかにしたいと考えている。

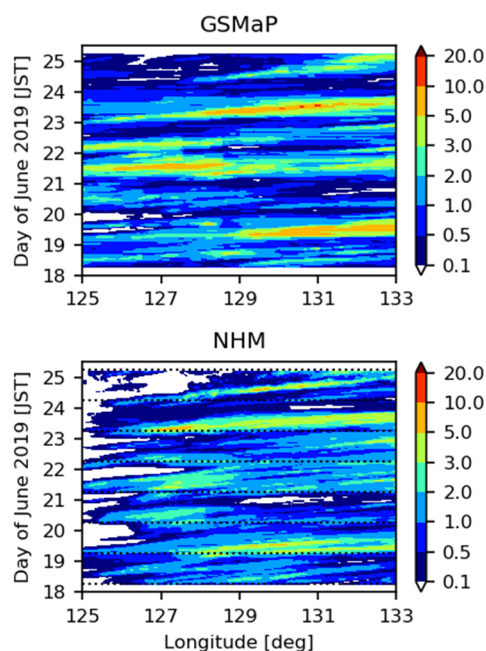


図 3 2019 年 6 月 18 日から 6 月 25 日における、GSMaP (上) と NHM (下) の 1 時間降水量 [mm/hr] の南北平均 (北緯 25-31 度)。図の点線は、モデル設定の初期時刻が、前後で異なることを示す。

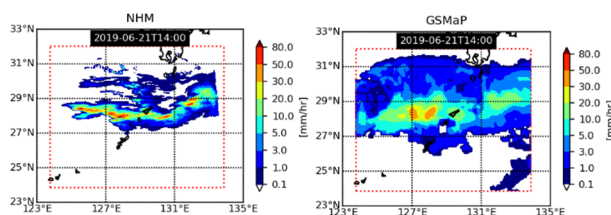


図 4 2019 年 6 月 21 日 14:00 [JST] における NHM (左) と GSMaP (右) の 1 時間降水量。

参考文献

- [1] Minobe and Takebayashi, 2015, *Clim. Dyn.*, **44** (7-8), 2079–2095.
- [2] Kanada et al., 2014, *SOLA*, **10**, 72-77.
- [3] Misumi, 1999, *JMSJ*, **77**(2), 615-639.
- [4] Randall et al., 1991, *J. Atmos. Sci.*, **48**(1), 40–62.
- [5] Kubota et al., 2007, *IEEE TGRS*, **45**(7), 2259-2275.

暖候期の降水時における解析雨量の特性調査

☆小野寺 晃一、信濃 辰夫、高橋 明（福島地方気象台）

1. はじめに

2019年4月1日から9月30日までに、福島県内で記録の短時間大雨情報を発表した日は3日あった。これは過去5年間の同期間で最多となる日数である。3日間で4回発表され、それぞれの事例で速報版解析雨量と正規版解析雨量の差を調べたところ、2事例で速報版が正規版よりも20mm以上の過大となっていた（表1）。

表1 記録の短時間大雨情報発表事例

発表日時	情報文	情報発表対象の直近の00分系または30分系の値 (単位: mm)			
		時刻	速報版R1	正規版R1	速報版R1- 正規版R1
7月24日15:20	二本松市付近で約100ミ	15:30	85	80	5
7月24日17:20	白河市付近で約100ミ	17:30	95	95	0
7月29日11:00	いわき市南部付近で約100ミ	11:00	95	73	22
8月6日15:00	喜多方市付近で約110ミ	15:00	105	85	20

解析雨量の算出に用いる気象庁のCバンドレーダーの観測データは5分間隔で配信されるが、XRAINは1分間隔で配信され、また、XRAINは気象庁のレーダーよりも高解像度である。このため、レーダーデータ画像を動画にした場合、強い雨雲の動向がより把握しやすい。

本調査では、大雨警報の精度改善に向けて、気象庁レーダー画像や速報版解析雨量を用いる際の留意点や、迅速な警報発表に向けたXRAINの利活用を検討した。

2. 速報版・正規版解析雨量及びXRAINの比較

福島県の陸上13475格子において、2019年4月1日から9月30日までの00分系・30分系の解析雨量データを用いて、速報版と正規版の格子ごとの値の関係を調べた（図1）。

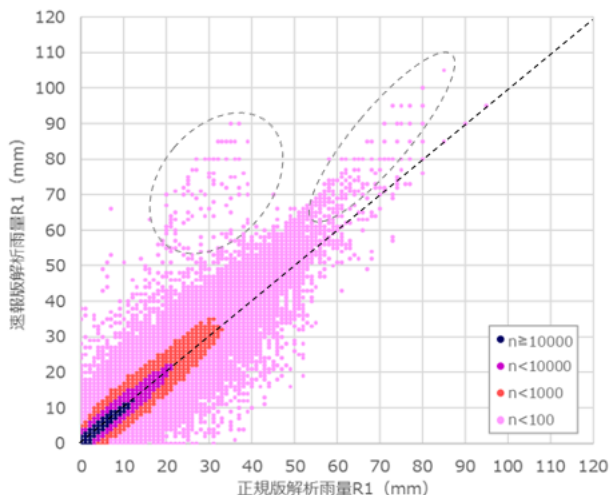


図1 速報版・正規版解析雨量R1の関係

この結果、速報版には正偏差があることがわかった。図1中の点線の楕円内は、概ね不安定降水や台風の事例であった。また、月毎に速報版の平均誤差（正規版との差）を調べると、特に8月は正規版で50mmを超える強雨時に速報版が過大であり、RMSEも大きい（図2及び図3）。

2019年8月9日15時、中通り南部の棚倉町付近で発生した不安定降水では、速報版R1が80mmと解析されたが、正規版は37mmであった（図4）。このとき、降水強度

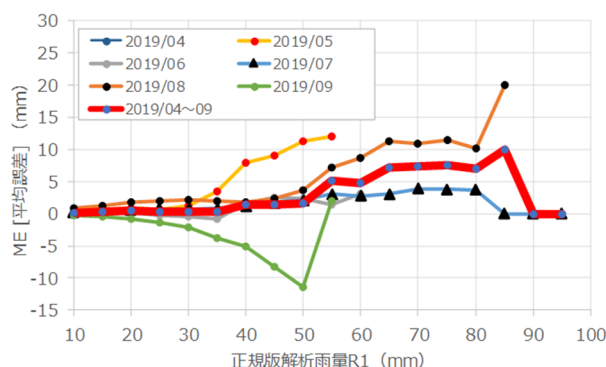


図2 月別の速報版解析雨量R1のME（平均誤差）

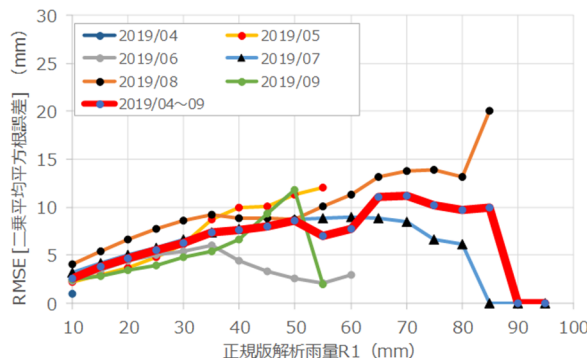


図3 月別の速報版解析雨量R1のRMSE（二乗平均平方根誤差）

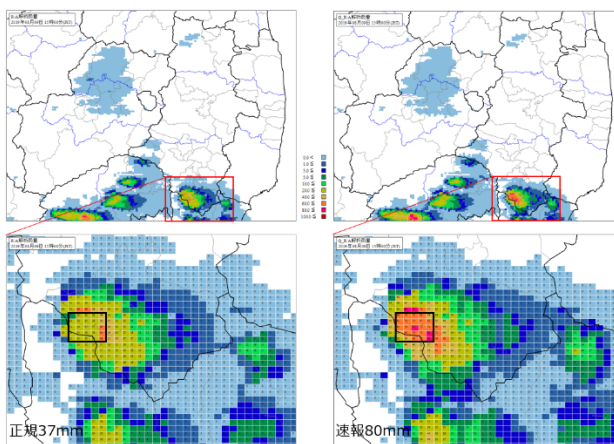


図4 8月9日15時の解析雨量R1（左：正規版 右：速報版）

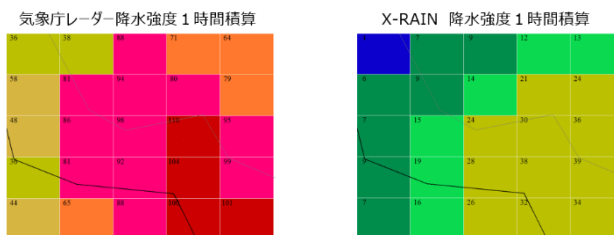


図5 図4黒枠内の降水強度

1時間積算値はXRAINが気象庁レーダーの概ね1/3となっており（図5）、XRAINが正規版解析雨量に近い値を示している。なお、XRAIN（250mメッシュ、1分毎）の方が

気象庁レーダー（1km メッシュ、5 分毎）よりも高解像度であるが、1km 格子の中に含まれる 16 個の 250m 格子の中の最大値を 5 分毎に積算したものを XRAIN の値とし、気象庁レーダーの値と比較した。

さらに、2019 年 7 月 24 日 17 時 30 分、中通り南部の白河市付近で発生した不安定降水では、速報版・正規版ともに R1 が 95mm と解析されたが、降水強度は気象庁レーダーが 65mm/h 程度となっていた。このとき、XRAIN では 80mm/h 程度を観測しており、この事例でも XRAIN が正規版の解析雨量に近い値を示していた（図略）。

以上のことから、速報版解析雨量は迅速な提供を目的として作成されているため、正規版に比べて誤差が含まれる場合があり、それらの値が疑わしいと思われる際には、XRAIN の値が参考になると考える。

3. 警報（浸水害）判定された大雨事例の解析

3-1. 警報発表を早められた可能性のある事例

2019 年 7 月 24 日は大気の状態が不安定であり、中通りと会津の一部に大雨警報（浸水害）を発表した。500hPa では日本海北部から日本海中部にかけて寒気を伴うトラフがあり東へ進んでいた。地上天気図では関東の東海上に低気圧があり、その北側では下層中心に湿潤気が入り込んでいた（図 6）。日中の気温上昇で大気の状態が不安定となり、福島県では中通りや会津を中心に昼過ぎからエコーが発生・発達した。アメダスで観測された 1 時間雨量は二本松で 47.5mm(15:00)、郡山市湖南で 69.5mm(15:00)となった。この大雨で床上・床下浸水の被害が発生した。

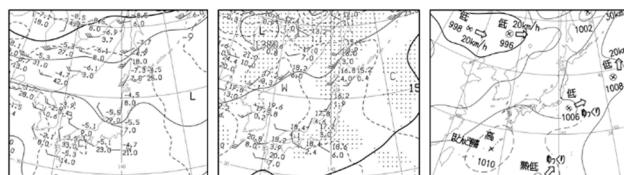


図 6 7 月 24 日の天気図
左から 500hPa、850hPa、地上

降水ナウキャストによる判定では、14 時 10 分にナウキャスト後半にあたる FT50（初期時刻から 40～50 分後）で郡山市湖南に警報基準超過を予測した。14 時 20 分の気象庁レーダー画像（図 7）を見ると、郡山市湖南付近に強い雨域があるのを確認できるが、5 分間隔のデータでは雨雲の盛衰や移動の有無を判断することが困難であり、降水ナウキャスト（14:10 初期値、図 8）を採用すべきか迷うところである。よって、次の初期値や実況経過等で再検討することとしたが、15 時 00 分に実況で基準に達し、警報発表に至った（リードタイムは確保できず）。

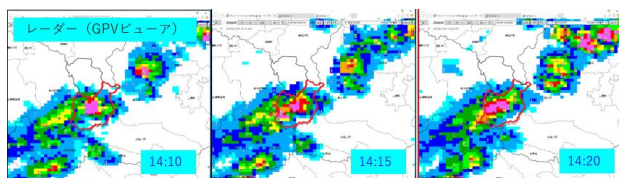


図 7 気象庁レーダー画像（24 日 14:10～14:20）

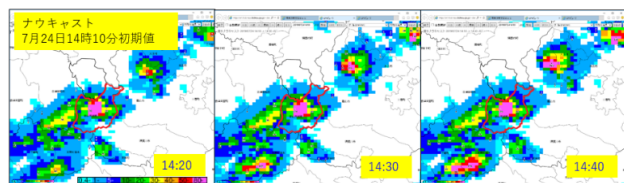


図 8 降水ナウキャスト（24 日 14:10 初期値）

一方で、14 時 20 分の XRAIN 画像（図 9）を見ると、複数の降水セルが発達している状況を把握することができ、降水ナウキャストの予想の通り、今後も強い雨域が停滞すると予測可能である。XRAIN を用いることで、大雨警報を早期（14:30～14:40）に発表できる可能性があると思われる（リードタイムは 20～30 分を確保）。

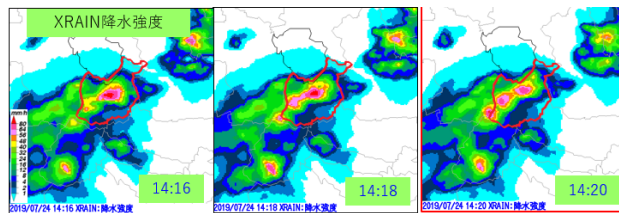


図 9 XRAIN 画像（24 日 14:16～14:20）

3-2. 疑わしい警報判定が出た事例

2019 年 5 月 21 日 13 時 10 分、福島県内の 4 市町村で警報基準及び 15 市町村で注意報基準の超過が予測された。レーダー画像を確認すると、気象庁レーダー画像と XRAIN 画像で降水強度に大きな差がある所が県内の広範囲で見られた。特に、郡山市付近では気象庁レーダーで降水強度 80mm/h 以上の強い降水エコーが観測されたのに対して、XRAIN 画像では降水強度 30mm/h 程度の降水エコーとなっていた（図 10）。13 時の正規版解析雨量 R1 は、県内の最大でも郡山市付近で R1 が 30mm 程度であり、アメダス郡山でも 13 時に観測された 1 時間降水量は 9.0mm だった。

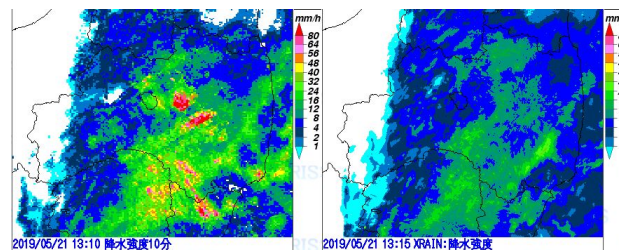


図 10 5 月 21 日 13 時 10 分のレーダー画像
（左：気象庁レーダー 右：XRAIN）

21 日 13 時頃に気象庁レーダーで強い降水エコーが観測された地域は、長野レーダーの観測データが採用されていた。長野レーダーの観測範囲の中心からは 200km 以上離れており、強い反射強度の高度は 4～5km と高く、ブライトバンド等により過大なエコーが観測された可能性がある。一方で、福島県内には伊達と田村の 2 地点に XRAIN を構成する X バンド MP レーダーが配置されており、これらは降雨減衰や山岳地形等の影響を比較的受けにくく、正規版の雨量に近い値を示すことができたと考えられる。

XRAIN は、このような場合に警報発表を抑止するために活用できる可能性があることがわかった。

4. まとめ

本調査では、暖候期の降水時における速報版解析雨量と正規版解析雨量の値の差や、気象庁レーダーによる降水ナウキャスト予測によって警報判定が出た事例について調査した。速報版解析雨量は正規版よりも 20mm 以上過大に評価してしまう場合もあり、それにより警報判定が出たと考えられる際は、XRAIN による降水強度や雨域の動向も確認することで、より迅速で精度の良い情報の発表へつながることが期待できる。今後も事例検証を重ね、予報業務に資するもにしたい。

宮城県における雷発生時の環境場の統計調査

☆田ノ下 潤一 工藤 淳也 (仙台管区気象台)

要旨

宮城県における雷発生時の特徴について LIDEN データや客観解析データを用いて統計的な解析を行い、発雷の時空間的特徴や、海面更正気圧のコンポジット解析により宮城県での発雷時における総観場の特徴を示した。さらに中層水蒸気場に注目することが発雷の有無の分離に有効であることが明らかになった。

1. はじめに

雷については過去に多くの研究があり、発生メカニズムや発生時の環境場などはある程度分かっているところだが、東北地方や宮城県として地域を限定した際に、雷発生の時空間的特徴や環境場の特徴は必ずしも整理されている状況ではない。

そのため東北地方における発雷頻度の時空間的特徴を明らかにするとともに、客観解析データにより雷発生時の宮城県における環境場の特徴を探ることを本調査の目的とする。

2. 調査方法とデータ

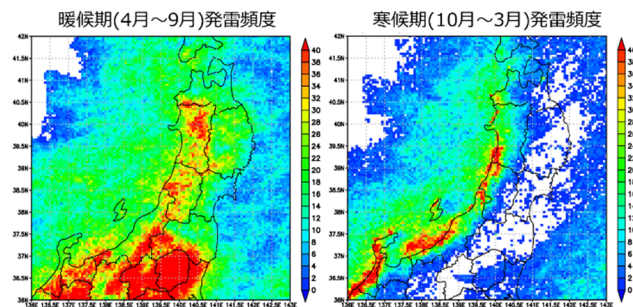
本調査は、雷監視システム (LIDEN : Lightning DEtection Network system) で検知された雷情報を用い、経度方向 0.0625° 、緯度方向 0.05° の格子内において 3 時間以内に発雷が検知された格子は発雷ありとし、その 3 時間コマが 2014 年 1 月 1 日 00UTC~2019 年 1 月 1 日 00UTC までの 5 年間に何回あるかで発雷頻度を求めた。ただし、LIDEN には誤標定も含まれることから、品質管理の手法として発雷を検知した位置から最も近い経度方向 0.0125° 、緯度方向 0.008333° の格子を特定し、この格子を中心とする 5×5 格子以内で 3 時間以内に 1 mm/h 以上の降水量が解析された時の発雷のみとしている。さらに発雷を検知した直前のメソ解析値(経度方向解像度 0.0625° 、緯度方向解像度 0.05°)と対応付けて調査を行った。

3. 時空間的特徴

宮城県における発雷の月別頻度を求めると 10 月から 3 月の寒候期にはほとんど発生せず、4 月から 9 月の暖候期に発雷事例が集中している。また、暖候期でも 8 月が最も多いが、次いで多いのが 6 月で初夏と盛夏にそれぞれピークを持っていることがわかった。時別頻度では昼過ぎから夜のはじめ頃(12 時~21 時)が多数を占めており、日中の昇温による不安定の強化がトリガーとなっている可能性が示唆される。

第 1 図に暖候期(4 月~9 月)と寒候期(10 月~3 月)に分離した発雷頻度を示す。東北地方でみると日本海側は暖候期、寒候期問わず発雷頻度が高いが、発生場所は季節によって大きく異なる。宮城県の発雷頻度は最も低い部類に入り、そのほとんどが暖候期に発生し特に栗駒山周辺で頻度が高いことがわかる。

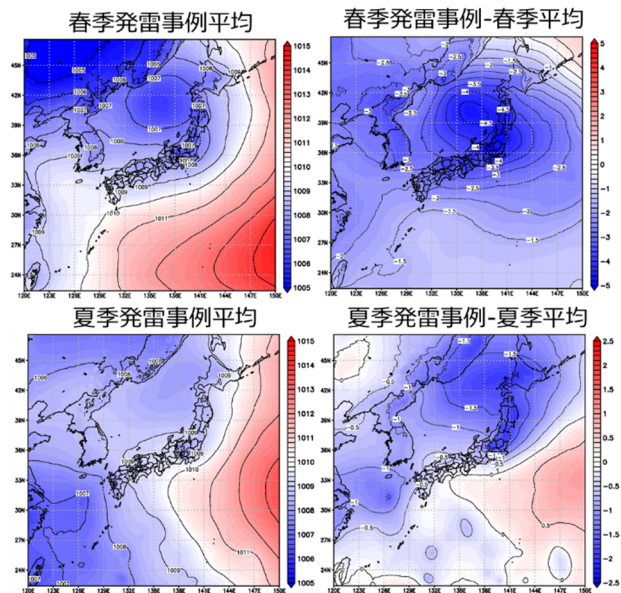
以上より宮城県では寒候期の発雷はほとんどないことから以降は暖候期のみを扱い、この暖候期を温度場から 4~6 月の春季と 7~9 月の夏季に分離して調査を行う。



第 1 図：暖候期(左)と寒候期(右)における発雷頻度の地理的分布

4. 地上気圧の特徴

雷発生時の地上気圧の特徴を明らかにするため、発雷事例の海面更正気圧を平均化処理したコンポジット解析(合成図解析)を行った(第 2 図)。



第 2 図：春季(上)と夏季(下)の海面更正気圧の発雷事例平均(左)と発雷事例と季節平均の差分(右)。春季と夏季でスケールが異なることに留意。

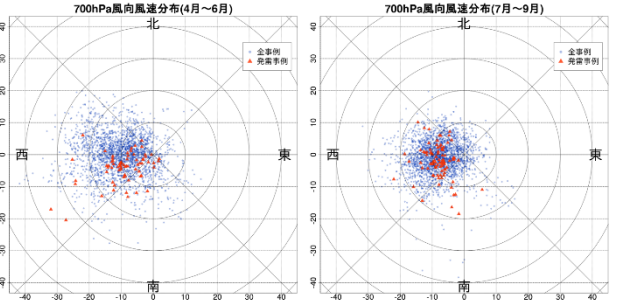
春季の発雷事例平均では日本海に低圧部があることが確認できる(第 2 図左上)。春季の全事例平均との差分

でも日本海での低圧バイアスに加えて、全領域にわたって気圧が低く、総観スケールの擾乱による強制的な上昇流励起が必要である事例が多いことが推察される。一方、夏季には北海道の西海上に低圧部が確認できるものの、春季と比べて気圧差は小さい(第2図左下)。また東日本の陸上で気圧が低く日中の昇温による熱的低気圧の存在を示唆している。発雷事例との差分では太平洋高気圧が日本の南東海上で勢力が強い一方、日本の南から東シナ海で低圧バイアスとなっており、下層の暖湿気の流入に影響している可能性がある。

5. 発雷時の大気状態

発雷時と非発雷時の大気状態を調べるため、各気圧面における風向風速、気温、湿数について検討した。各気圧面データは3時間ごとのメソ解析値で宮城県を囲む矩形領域(140.25E~141.6875E、37.75N~39.05N)の領域平均値を用いている。

春季の風向風速は850hPaから500hPaまで南西風で発生することが多く、東よりの風の場合はほとんど発生しないことがわかった。夏季も春季と同様に東成分を持つと発生しないが、北西風でも発生する事例が多いことが確認できた。また、700hPa風速が10m/s前後の時に事例が集中しており、適度な暖湿気の移流が必要である可能性がある(第3図)。

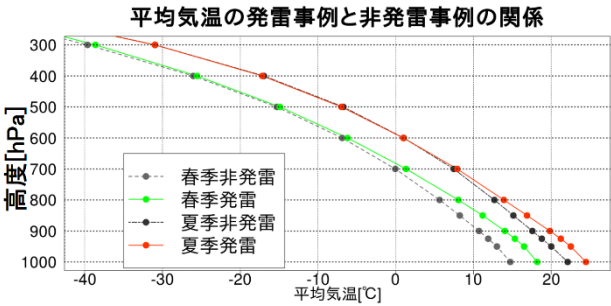


第3図：春季(左)と夏季(右)の700hPaにおける風向風速分布

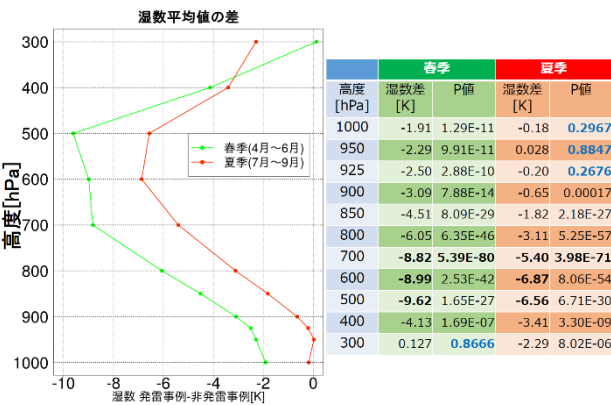
気温の平均鉛直分布は、河野ほか(2004)において関東地方の気団性雷雨日における特徴として雷雨日は1000~700hPaの気温減率が大きく700hPaより上空では特段の差はないと報告しているが、宮城を対象とした本調査でも同様の結果となった(第4図)。ただし発雷時の春季と夏季の気温減率を比べると、春季は925~700hPaで6.1℃/kmであるのに対し、夏季では5.6℃/kmとなり、春季の方が発雷に至るまでに必要な気温減率が大きいことが分かった。また、発雷事例と非発雷事例での500hPaや300hPaの気温差は下層の気温差に比べれば小さく、下層気温の上昇が相対的に重要であることを示している。

さらに予報作業上どの高度の水蒸気場に着目すればよいのか調べるため、湿数の平均値の発雷事例と非発雷事例の差に有意な差があるかどうかをWelchのt検定(両側有意水準は1%に設定)を行い検証した。結果は

P値が0.05未満であれば統計的に有意な差があるとみなすと、春季では下層から上層に至るまで湿数に有意な差が認められるという結果になった一方、夏季の場合は900hPa以上では有意な差はあるものの、925hPa以下では有意な差が認められなかった。また、湿数平均値の差を求めると春季・夏季ともに700~500hPaで相対的に大きくなり、発雷事例と非発雷事例の分離に有効であるといえる(第5図)。以上の湿数の差における結果から、春季の場合は大気中の絶対的な水蒸気量が少ないために下層水蒸気が存在が相対的に重要であるが、夏季の場合は対流雲を発生させるだけの下層水蒸気量の条件は常に満たしており、むしろ中層で対流雲の発達を抑制するか否かが雷発生において重要であると考えられる。



第4図：発雷事例と非発雷事例における平均気温の鉛直分布



第5図：発雷事例と非発雷事例における湿数の差(発雷時湿数-非発雷時湿数)の鉛直分布(左)とt検定におけるP値(右)

6. まとめ

LIDEN データを用いて発雷事例を抽出し、発雷頻度の時空間的特徴や地上気圧の平均場の特徴を明らかにするとともに、予報上着目すべき気象要素として中層の水蒸気場が雷発生を診断するうえで重要であることが示唆された。今回の調査では雷発生事例を平均化された特徴を見ているのみであり、個々の事例についても環境場の特徴を検討していくことで、より適切な予測手法の確立につながると思われる。

参考文献：
 ・河野ほか、2004：ラジオゾンデデータによる気団性雷雨日の診断—太平洋高気圧下の夏の関東地方—、天気、51、17-30。

東北地方における雷注意報にひょうを付加する目安の検討

☆和田 雅幸、阿部 真治、田ノ下 潤一（仙台管区气象台）

要旨

東北地方における雷注意報に「ひょう」を付加する目安について、高層観測データや突風関連指数を用いて、環境場の特徴を調査した。その結果、現状でほとんどの雷注意報に付加している「ひょう」を、暖候期ではある程度少なくできる目安の設定が可能であった。また、冬季は「ひょう」を付加する必要はほとんどないことが確認できた。

1 はじめに

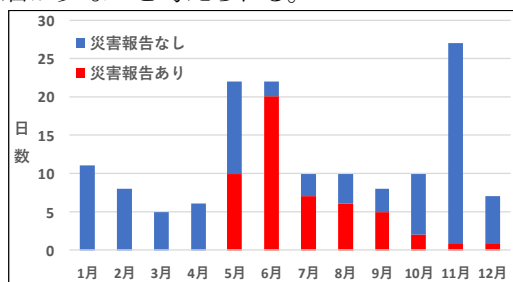
東北地方では、雷注意報に「ひょう」を付加する目安がなく、年間を通じて「ひょう」を付加した雷注意報の発表回数が多い。しかし、冬季や盛夏期を中心に大気の状態が不安定で発雷があったとしても、「ひょう害」の発生に至らない事例も多い。本調査では、東北地方の「ひょう害」事例や「ひょう」観測事例により高層観測データや突風関連指数による環境場の特徴を統計的に調査し、雷注意報で効果的な注意喚起に寄与する「ひょう」付加の目安を検討した。

2 調査に用いたデータと期間

調査は、2000年～2019年9月の東北地方の災害報告による「ひょう害（あられ害）」、气象台・特別地域気象観測所の日表による「ひょう」の観測事例を対象とし、秋田高層観測データ（2010年～2018年09時）と突風関連指数（2011年～2018年MSM 15 UTC 初期値による予測）により、環境場の特徴をまとめた。

3 「ひょう」事例の月別傾向

東北地方における月別の「ひょう」事例日数をみると、5月・6月及び11月に多く、「ひょう害」事例は暖候期に集中している。11月～4月は、「ひょう」は観測されているが、「ひょう害」として報告されているのは11月・12月で1事例ずつのみであった（第1図）。また、11月～4月の「ひょう」観測地点は、日本海側沿岸部に集中し、冬型の気圧配置や寒冷前線の通過を要因とする事例が多くなっている（図略）。冬季は雲頂高度が低く、氷粒があまり大きくならずに落下してくることや農作物の栽培が少ない時期のため「ひょう害」の報告が少ないと考えられる。

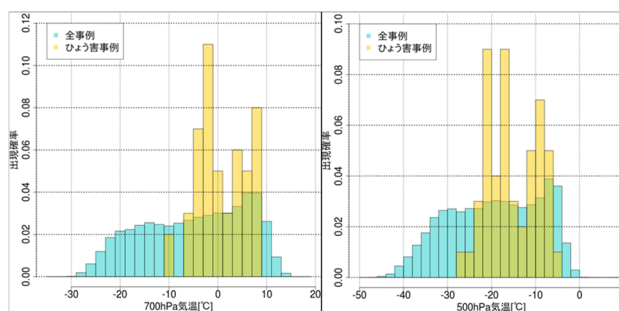


第1図 月別「ひょう」事例日数

4 環境場の特徴

4.1 秋田高層観測データによる特徴

高層観測データの等圧面気温により「ひょう害」事例の環境場の特徴を第2図に示す。

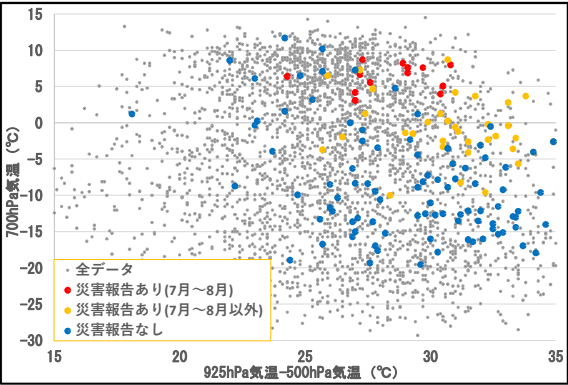


第2図 秋田高層観測と「ひょう害」事例の気温別出現率ヒストグラム

左：700 hPa 気温 右：500 hPa 気温

「ひょう害」事例は、700 hPa で-10℃以上、500 hPa で-28℃以上と、中層の気温が一定以上高い場合に出現し、出現率が急増する2つのピークを持つ特徴がみられる。700 hPa では-6℃～0℃と4℃～8℃、500 hPa では-24℃～-16℃と-12℃～-6℃付近で出現率が急増している。上記の特徴は、925 hPa や850 hPa の下層気温でも同様の傾向であった（図略）。大きい「ひょう」に成長するには形成の途中で融解する必要があるため、ある程度、中下層の気温が高くないと被害となるような「ひょう」の形成はないと考えられる。このような出現率の2つのピークは夏季と春季及び秋季の特徴を示しているものと考えられ、0℃面や-10℃面の高度別出現率でも同様の傾向が確認できた（図略）。また、中層で気温が顕著に高い場合は、「ひょう害」が発生していない。これは500 hPa 付近まで融解層が高い場合には、地上に達するまでに「ひょう」が全て雨に変わるためと考えられる。これらから、夏季とそれ以外の季節を分けて閾値の設定が有効と考えられる。

次に不安定度の特徴を把握するため、700 hPa の気温と925 hPa と500 hPa の気温差（以下、 $\Delta T_{925-500}$ ）の散布図を第3図に示す。

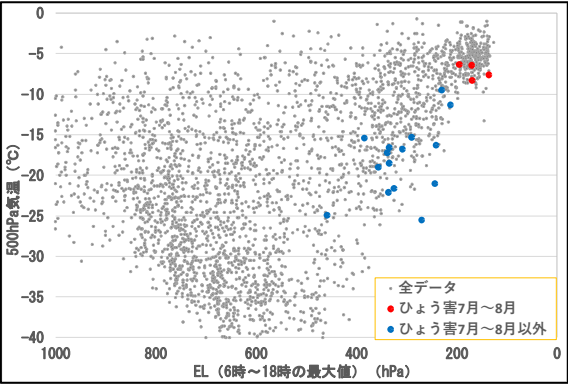


第3図 700 hPa 気温と 925 hPa と 500 hPa の気温差に対する「ひょう」事例

降ひょうは、災害報告の有無にかかわらず $\Delta T_{925-500}$ が 25℃以上の場合に多く、ある程度の不安定な環境場で発生していることがわかる。「ひょう害」事例の 700 hPa の気温は-10℃～9℃でみられ、7月～8月の盛夏期は3℃～9℃に集中し、9℃以上では、「ひょう害」の発生はみられない。700 hPa の 9℃は盛夏期の 8 月上旬の平年値程度となることから、盛夏期に「ひょう」を付加しない目安とできる可能性がある。

4.2 突風関連指数による特徴

突風関連の主な指数(EHI・SSI・EL・CAPE)を用いた「ひょう害」事例の環境場は、平衡高度(EL)に特徴がみられたが(第4図)、その他の指数でははっきりしなかった(図略)。数値予報モデルは不安定性降水の予測が不十分な事例もあり、EL 以外の指数では特徴が表れなかった可能性がある。



第4図 500 hPa 気温と平衡高度(EL)の最大値散布図

5 ひょう付加目安の設定と検証

「ひょう」害が発生した事例の環境場などの特徴から、盛夏期である 7 月～8 月とそれ以外の時期に分けて、雷注意報に「ひょう」を付加する条件を設定して 2018 年の雷注意報発表事例で検証した結果を第1表と第2表に示す。

なお、雷注意報での「ひょう」は「ひょうによる災害」を対象とするものであることから、冬季の「ひょう」付加は基本的に不要と考える。

第1表 ひょうの付加条件

7月～8月
①925hPa気温-500hPa気温 $\geq$ 25℃
②10℃ $\geq$ 700hPa気温 $\geq$ 2℃
③平衡高度220hPaより高い
7月～8月以外
①925hPa気温-500hPa気温 $\geq$ 25℃
②9℃ $\geq$ 700hPa気温 $\geq$ -10℃
③平衡高度460hPaより高い

①②は秋田高層(9時)、③はMSMによる予測
 いずれも①②③はand条件

第2表 2018年の雷注意報発表事例による検証結果

実際の発表状況 7月～8月				付加条件設定 7月～8月			
	雷注意報	ひょう付加	割合		雷注意報	ひょう付加	割合
青森	17	17	100%	青森	17	6	35%
秋田	15	15	100%	秋田	15	5	33%
盛岡	20	20	100%	盛岡	20	10	50%
山形	19	19	100%	山形	19	9	47%
仙台	17	10	59%	仙台	17	8	47%
福島	37	36	97%	福島	37	12	32%
東北地方	125	117	94%	東北地方	125	50	40%

実際の発表状況 4月～6月、9月～11月				付加条件設定 4月～6月、9月～11月			
	雷注意報	ひょう付加	割合		雷注意報	ひょう付加	割合
青森	52	51	98%	青森	52	23	44%
秋田	41	36	88%	秋田	41	17	41%
盛岡	37	37	100%	盛岡	37	20	54%
山形	49	49	100%	山形	49	19	39%
仙台	22	18	82%	仙台	22	12	55%
福島	42	37	88%	福島	42	18	43%
東北地方	243	228	94%	東北地方	243	109	45%

実際の発表状況に比較し、「ひょう」を付加する条件により検証した結果、7月～8月の盛夏期と4月～6月・9月～11月の春季と秋季のいずれも東北地方全体で90%以上の「ひょう」付加が40%程度まで少なくなる結果となった。

6 まとめ

東北地方で雷注意報に「ひょう」を付加する目安を調査した結果、「ひょう害」は5月～11月で発生していることから、冬季の付加は基本的に不要であった。また、暖候期は高層観測データや突風関連指数の予測値を活用した条件の設定により、これまでの「ひょう」付加の約半分程度に少なくなる可能性があった。ただし、竜巻キーワード付加条件を満たす場合などは考慮していないことから、目安とした条件だけでは判断できないこともあるため、総観場などから総合的な判断は必要となる。今後、「ひょう害」までは至らない「降ひょう」の程度を考慮した注意喚起の目安のほか、「ひょう」を付加しない条件などの検討も進めたい。

参考文献：飯田 福井県のひょうについて 平成29年度東京管区調査研究会誌

福島県の暴風について

木村 マリ子 (福島地方気象台)

1. はじめに

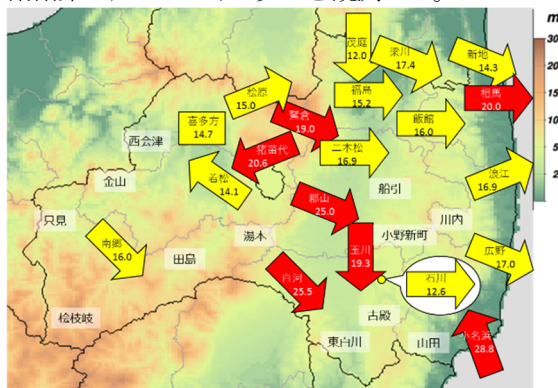
福島県における風の調査は、今までに数多く行われているが、近年は事例解析が主となっている。今回は予報業務体制移行に伴う予報作業ガイドブック作成の一環として、暴風について統計をまとめ特徴を捉えること及び、現在使用している「強風予測ワークシート」の検証を行い、暴風予測の精度向上を目指した。

2. 調査期間とデータ

調査は、1989年(平成元年)～2018年(平成30年)の、福島県内の気象官署・特別地域気象観測所・アメダスにおける日最大風速を用いた。また、現業作業で使用している「強風予測ワークシート」について、2013年～2018年分の検証を行い、大きく予測を外した日について事例解析を行った。

3. 暴風日の特徴

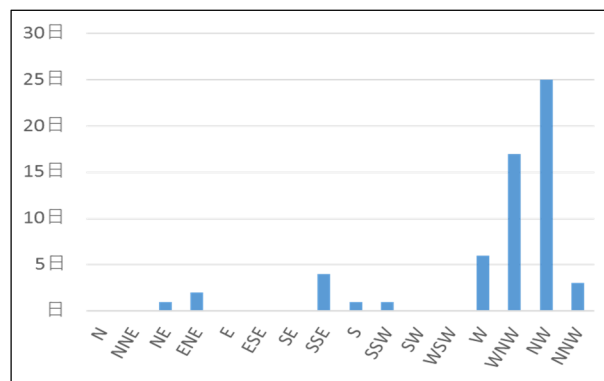
1989 年～2018 年にかけて観測された最大風速の極値を第 1 図に示す。県内で 18 m/s 以上(警報基準)を観測した地点は、相馬・鷺倉・猪苗代・郡山・玉川(福島空港)・白河・小名浜の 7 地点となっている。そのほか、12 m/s 以上(注意報基準)を観測したのは 13 地点。その他 12 地点では注意報級の観測はなかった。風向は西よりの風が多いものの、猪苗代では東北東、小名浜では南南東の風で 20 m/s 以上を観測した。



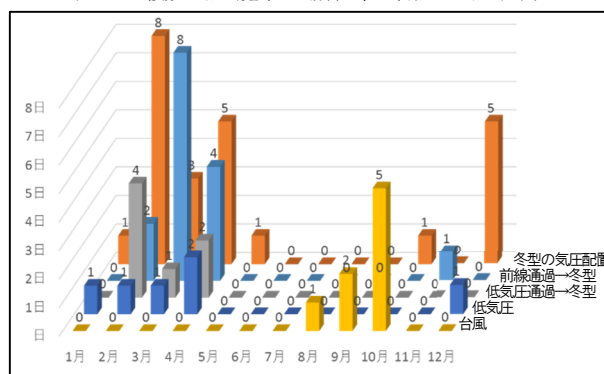
第1図 福島県内 最大風速 極値(1989年~2018年)
赤矢印: 18 m/s 以上 黄矢印: 12 m/s 以上 矢印なし: 12 m/s 未満

暴風時の風向(第2図)からも、暴風は西よりの風が多いことが分かる。年別の暴風日数(図略)では、30年間で暴風となったのは60日で、年によってバラつきはあるものの、ほとんどの年が1~3日程度となっていた。風向別の暴風日数は、西~北北西が51日と全体の85%を占めていた。月別の暴風日数は、2~4月に集中しており(41日)、全体68%となっていた。12月から4月までの期間の暴風日の気圧配置は、冬型の気圧配置または、前線や低気圧通過後に冬型の気圧配置へ移行す

るものがほとんどであった(第3図)。以上のことから、福島県内で暴風が観測されるのは中通りと浜通りが主で、会津や阿武隈高地では注意報級の風も観測されない地点が多い。また、福島県における暴風は冬型の気圧配置による西よりの風がほとんどであることがわかった。



第2図 暴風時の風向(1989年～2018年)
※同じ日に複数地点で観測した場合は、一番強い地点の風向



第3図 暴風日の気圧配置(1989年～2018年)

4. 強風予測ワークシートの検証

現業作業では、過去の強風事例を基に「強風予測ワークシート」を使用している。中通り・浜通りの北西風と猪苗代の北東風の強風について、気圧差・850hPa・925hPaなどのMSMのGPVを用いて、LEVEL1を12 m/s以上、LEVEL2を15 m/s以上、LEVEL3を18 m/s以上として3時間ごとに判定している(第1表)。今回は、中通り・浜通りの北西風のワークシートについて検証を行った。

第1表 強風予測ワークシートの適用条件(北西風)
※/P=相川ポイント-仙台ポイント

強風予測レベル	適 用 条 件(中通り・浜通りの北西風)
【LEVEL1】 12m/s ≤ 且、 <15m/s	∠P ≥ 5hPa 且 WS925 ≥ 25KT 且 WS850 ≥ 30KT
【LEVEL2】 15m/s ≤ 且、 <18m/s	∠P ≥ 5hPa 且 WS925 ≥ 30KT 且 WS850 ≥ 40KT
【LEVEL3】 18m/s ≤	∠P ≥ 8hPa 且 WS925 ≥ 40KT 且 WS850 ≥ 50KT

2013 年から 2018 年において、MSM15UTC 初期値で判定された 24 時間後までの LEVEL の最大値を用い、日最大風速と比較した。比較対象は LEVEL2 と 3 を合わせたもので計算し検証を行った(第 2 表)。また、このワークシートでは、郡山(中通り中部)・白河(中通り南部)・相馬(浜通り北部)・浪江(浜通り中部)の 4 地点を予想しているが、第 1 図に示すように、浪江では暴風の事例がないため、対象から外した。

第 2 表 強風予測ワークシートの検証(2013 年～2018 年)

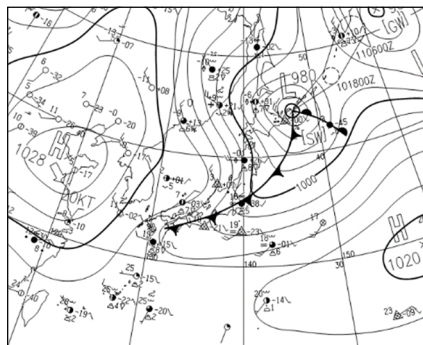
郡山	適中率	空振り率	見逃し率	捕捉率	バイアスコア	スレットスコア
2013年	0.91	0.78	0.18	0.82	3.7	0.21
2014年	0.92	0.94	0.00	1.00	15.5	0.06
2015年	0.89	0.93	0.25	0.75	10.8	0.07
2016年	0.94	0.88	0.00	1.00	8.7	0.12
2017年	0.92	0.91	0.00	1.00	11.0	0.09
2018年	0.94	1.00	1.00	0.00	21.0	0.00
白河	適中率	空振り率	見逃し率	捕捉率	バイアスコア	スレットスコア
2013年	0.92	0.78	0.67	0.33	1.5	0.15
2014年	0.94	0.71	0.67	0.33	1.1	0.19
2015年	0.95	0.58	0.33	0.67	1.6	0.34
2016年	0.96	0.88	0.89	0.10	0.8	0.06
2017年	0.96	0.56	0.36	0.64	1.5	0.35
2018年	0.97	0.75	0.90	0.10	0.4	0.08
相馬	適中率	空振り率	見逃し率	捕捉率	バイアスコア	スレットスコア
2013年	0.88	0.93	0.00	1.00	15.0	0.07
2014年	0.92	0.97	0.00	1.00	31.0	0.03
2015年	0.89	0.95	0.33	0.67	13.3	0.05
2016年	0.93	0.93	0.00	1.00	14.5	0.07
2017年	0.92	0.88	0.00	1.00	8.5	0.12
2018年	0.95	1.00	-	-	-	0.00

郡山と相馬では、見逃し率は低いが空振り率が概ね 0.8 以上と高い。バイアスコアも大きく、LEVEL2・3 の予測判定頻度が高くなっている。現在の適用条件を上方修正するなどの改善が必要と考える。

白河では、空振り率は郡山や相馬に比べてやや低いものの、年によってはバラつきがある。また、見逃し率が郡山・相馬と較べて高く、暴風となる条件を設定して判定に加えることが必要と考える。

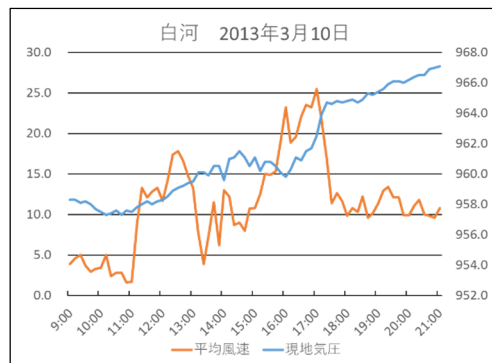
5. 事例解析

強風予測ワークシートで白河が見逃しとなった 2013 年 3 月 10 日の事例について解析を行った。



第 4 図 2013 年 3 月 10 日 15JST 地上天気図

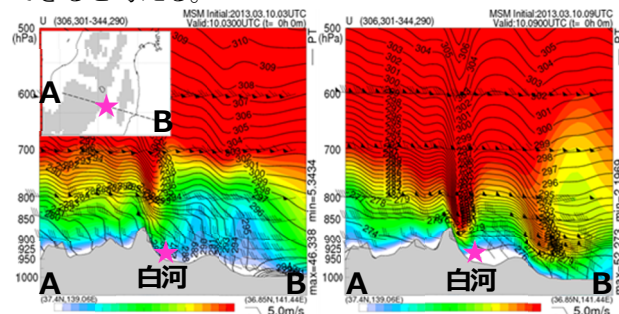
地上天気図によると(第 4 図)、千島近海にある低気圧から寒冷前線が関東付近をとおり、四国へのびている。3 月 9 日 15UTC 初期値の強風予測ワークシート(図



第 5 図 2013 年 3 月 10 日 白河 09 時～21 時 観測値

略)では、10 日午後から郡山で LEVEL2、相馬・浪江では LEVEL3 の予測となり、郡山 15.9 m/s、相馬 18.3 m/s、浪江 16.0 m/s を観測した。白河は 925hPa の風速が基準に達しなかったため、LEVEL1 の判定となったが、実況では(第 5 図)17 時に 25.5 m/s を観測した。

2013 年 3 月 10 日のメソ解析(第 6 図)では、流線とみなすことができる等温位線は、山脈風下側で 18 時にかけて振幅が大きくなっており、山岳波の発生・発達を示唆している。また、午前中に寒冷前線が通過し、白河の気圧は上昇傾向となるが、14 時過ぎから下降に転じ、風速も強まっている。宮城県の前線判定フローチャートでは、気圧の低下を総観場の水平気圧傾度としてではなく、おろし風が発生したことで地上気圧が局地的に低下することに着目し、警報発表のトリガーとしている。白河の事例でも同様な傾向がみられることから、強風予測ワークシートによる判定の他にメソ解析断面図による解析や、気圧変化も参考にするなど、適用条件を増やすことで警報の見逃しを減らすことができると考える。



第 6 図 2013 年 3 月 10 日 メソ解析 左: 12JST 右: 18JST (塗り分けは東西成分の風速を示す。★: 白河の位置)

6. まとめ

福島県の暴風について、統計的な傾向を把握することができた。また、強風予測ワークシートの検証を行い、改善すべき点を見出すことができた。今後は強風予測ワークシートの改善と、適用条件を増やし、より精度の高いワークシートの作成を目指すとともに、予報作業ガイドブックに反映させたい。

参考文献: 2018 年東北地方調査研究会
ひまわり 8 号を用いた予報技術向上の検討(第 2 報)

秋田県における東よりの風による強風害について

1. はじめに

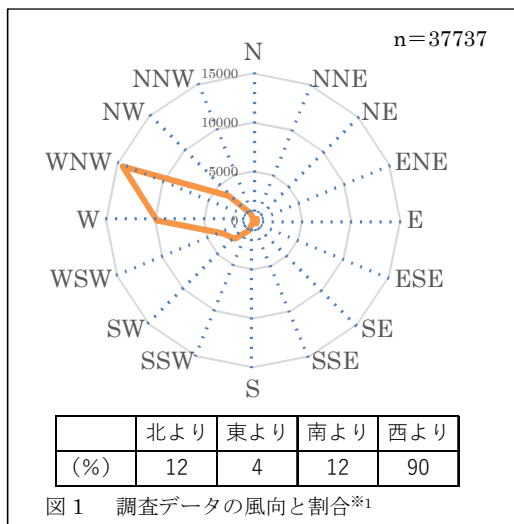
秋田県の東よりの強風については、県内の強風に関する観測データを用いた全般的な調査（中塚 1998 など）において総観場の特徴についての言及、低層の強風に関する数値実験（村元ほか 2005）では発生機構について解析が行われている。本稿では県内における東よりの強風事例について、過去の観測データを、気象災害報告とあわせて調べることで、データの特徴や災害発生時の総観場をまとめた。また、東よりの強風に関する知見を得るため、直近で発生した災害例である、2019 年 5 月 20 日の事例について解析した。

2. 観測データ等による調査

調査したデータは 1989 年 1 月～2018 年 12 月 (30 年分) の秋田県内で風向風速計を設置している全アメダス観測データで、平均風速 10 m/s 以上となった特別データ (以降、「調査データ」とする) を対象とした。なお、本稿では「東より」を NE～SE、「西より」は SW～NW を指し、「強風」については平均風速 10 m/s 以上で用いることとする。

調査データからは、以下のことがわかった。

- ① 強風時の風向は、西よりは約 90%に対し、東よりは約 4%と非常に少ない（図 1）。



- ② 調査データ（時別値）でみた場合にはあるが、東よりの強風の時別値（データ数：1673）で警報基準の 8 割を超えたのは 25、基準を超えたのは 2 しかなかった。

※1 重複する風向 (NE、SE、SW、NW) があるため、割合 (%) は100を超える。

※2 被害地点や時刻がはっきりしており、近傍の観測地点で東よりの風が観測されている事例や、被害地点が市町村単位であったり時刻がはっきりしなかったりしていても、期間中に東よりの風が観測され続けている事例を抽出した。

天城 正人、☆高野 一生 (秋田地方気象台)

- ③ 強風を観測したときの時間は、日中にやや多くなる傾向があり、東よりに限定しても同様の傾向がみられる（図略）。
- ④ 東よりの強風は、4～6月と9月に多い（図略）。
- ⑤ 東よりの強風を観測するアメダス地点としては、「能代」や「秋田」など、沿岸で観測することが多い。内陸においては、「湯沢」で観測することが多い。（図2）

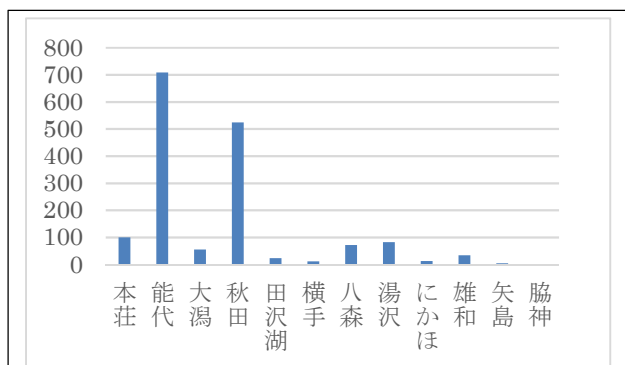


図 2 調査データ中の東よりの強風を観測した地点とデータ数

なお、長期間のデータを利用したため、観測所の移設や周辺環境・風向風速計の高さの変化などの影響と推定される観測データの変化もあった。例えば「田沢湖」、「横手」では、2000 年以前は東よりの強風を観測していたが、それ以降は観測されない一方、同じく内陸の「湯沢」では 2000 年以降も観測している等が挙げられる。どのような要因があるかなどは、今回検討は行っていない。

次に、東よりの強風による災害事例を調べるため、調査データのうち、県内アメダス地点のいずれかで東よりの強風が観測された日（360 日）に絞り、気象災害報告の「強風害」の報告を調査した。207 件あった報告の内、東よりの強風が要因と強く考えられるもの^{※2}が、13 件あった（表1）。各事例の総観場は、秋田

表1 東よりの風で被害が発生したと強く考えられる事例と総観場

年月日	2017/8/8	2015/9/9	2015/8/26	2013/4/7	2012/6/19～20
総観場	台風	台風	低気圧	低気圧	台風
年月日	2012/4/22	2011/7/21	2010/4/27	2008/4/19	
総観場	東高西低	台風	東高西低	低気圧	
年月日	2004/10/10	1998/1/15	1993/9/4	1991/2/15～16	
総観場	低気圧	低気圧	台風	低気圧	

県の南方象限に位置する台風(台風から変わった低気圧)によるものが6件、秋田県の南を通る、または日本海から近づく低気圧によるものが5件、東北地方周辺に擾乱はないものの、冬型とは逆に東高西低の気圧配置となっているものが2件となっていた。

3. 東よりの強風事例の解析(2019年5月20日)

東よりの強風事例の知見を得るため、横手市で午前11時頃に解体工事中の小学校校舎のトタン屋根の飛散、秋田市・大仙市で屋根の飛散等の被害が発生した2019年5月20日の強風事例について解析を行った。

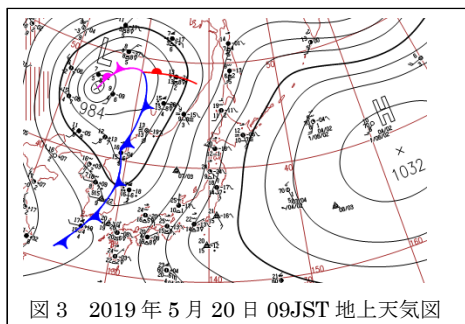


図3 2019年5月20日09JST地上天気図

地上天気図(図3)では、東高西低の気圧配置となっている。県内では概ね南東風が観測され、日最大風速(日最大瞬間風速)は、アメダス「横手」では7.9 m/s(16.9 m/s)、「湯沢」では10.8 m/s(17.5 m/s)、「秋田」では12.9 m/s(20.4 m/s)を観測した。風上側にあたる宮城県においても南～東よりで同程度ないし若干強い程度の風速を観測していた。

東～南よりの風向は地形的に奥羽山脈によって遮られるが、風上側と同程度の強風を観測したことにについて、メソ解析や、JMANHMを用いて検討を行った。メソ解析の秋田～仙台付近の断面(図4)では、山岳の風上側で上昇流が、風下側で下降流を解析し、下降流域で風速が強まっている。JMANHMによる格子間隔2 kmの再現実験(実験設定:表2)でも同様に、20日朝～夜に下降流域の風速強化が計算されているが、特に夜は等温位線の傾きが大きい、よどみ層の下部で風速が大きい等の特徴から共鳴内部重力波の発生が

示唆される(図5)。実際の観測データでも「横手」や「湯沢」等では日中とは別のピークが夜に見られる地点もあった。横手市で被害の発生した昼頃はそう

な特徴は確認できなかったが、地上付近から1 kmの下層で、日中を通して温位が一定となっていた(図略)ことから、対流混合による風速強化が推察される。

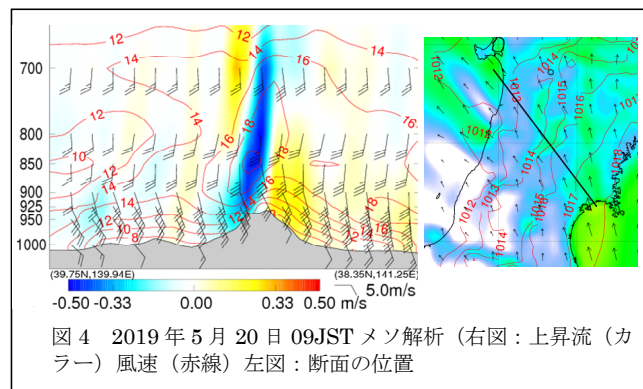


図4 2019年5月20日09JSTメソ解析(右図:上昇流(カラー)風速(赤線)左図:断面の位置

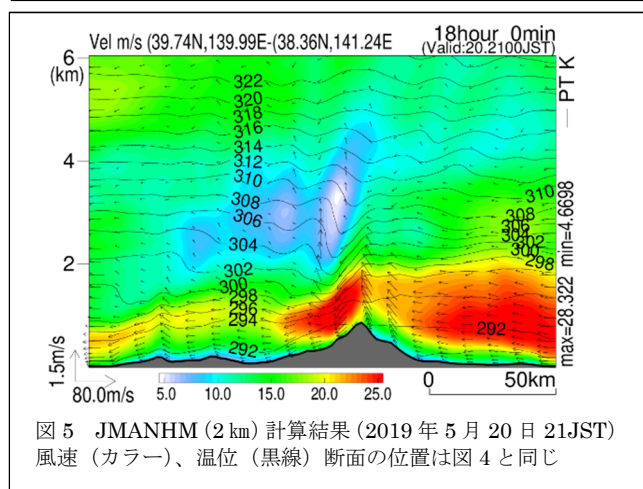


図5 JMANHM(2 km)計算結果(2019年5月20日21JST)風速(カラー)、温位(黒線)断面の位置は図4と同じ

4. まとめ

調査データから東よりの強風の特徴がわかった。その中で「東よりの強風が観測される頻度は少なく、風速も警報基準を超えることはほぼない」ということがわかっていて、気象災害報告からは、東よりの風による強風害は平均して2年に1件弱程度は発生しており、知見の蓄積が必要であると感じた。

また、東よりの強風事例(2019年5月20日)の解析では、過去にも災害が発生している東高西低の総観場であり、アメダスデータ、メソ解析、JMANHMの再現実験から、日中の対流混合層の発達、夜間は共鳴内部重力波により下層風が強化された可能性があることがわかった。

参考文献

中塚 齊 1998: 秋田県における強風について、平成10年仙台管区調査研究会資料
村元 賢一、三浦 有加 2005: 低層強風に関する調査、平成17年仙台管区調査研究会資料
高野 健志 2012: 山岳波理論の整理と事例解析、東北技術だより Vol.26 No.1

表2 JMANHMの計算設定	
実験名	5km
初期時刻	19日12UTC
初期値・境界値	GSM
水平解像度	5km
格子数	290×290×50
積雲対流スキーム	KFスキーム
実験名	2km
初期時刻	19日18UTC
初期値・境界値	5kmの結果
水平解像度	2km
格子数	300×300×50
積雲対流スキーム	なし

示唆される(図5)。実際の観測データでも「横手」や「湯沢」等では日中とは別のピークが夜に見られる地点もあった。横手市で被害の発生した昼頃はそう

2019 年 3 月 31 日の秋田における凍雨事例の解析

☆岩場遊（秋田地方気象台）

【要旨】

2019 年 3 月 31 日、秋田では稀な現象である凍雨が観測されたため、事例解析を行った。凍雨が観測された時間帯、地表付近での低温化が見られたが、気温の逆転層は確認できなかった。凍雨の観測された場所では周辺に比べて雲が発達しており、上空で成長した氷粒子が融解せずに地表に到達していたと考えられる。

1. はじめに

凍雨は、一般には気温の逆転層によって生じる現象で、上空の暖気層で融解した降雪粒子が地表付近の冷氣層で再び凍結したものである。直径 5 mm 未満の透明な氷の粒の降水で、氷あられと似ているが、氷あられが対流性の雲から降るのに対して、凍雨は層状性の雲から降るという違いがある。本調査では 2019 年 3 月 31 日の事例を解析し、凍雨の要因を考察した。

2. 過去の観測事例

秋田では 1989 年 4 月 1 日以降の 30 年間で凍雨が 7 回観測されている。表 1 に、各事例の特徴を示す。なお、表中の気温、相対湿度、風は正時の値で、凍雨が観測された時刻が正時を含まない場合は、降る前の正時の値である。総観場の特徴は、ほとんどの事例が日本海に低気圧があるか、温暖前線の前面であった。地上気温は全事例でプラスとなっており、雨に伴って降っている事例や、凍雨の前後の降水が雨やみぞれである事例が多かった。高層観測では 0℃以上の層の下に 0℃以下の層がある事例はなく、再凍結降水をもたらす典型的な鉛直プロファイルは見られなかった。風は 1 事例を除いて東南東～南東 5～8 m/s 程度と共通していた。秋田の卓越風向は雄物川の谷筋に沿った東南東～南東で、低気圧や温暖前線の前面では特にこのような風が吹きやすいと考えられる。

3. 実況

2019 年 3 月 31 日の事例では、12 時 00 分から 12 時 10 分と、12 時 40 分から 13 時 15 分に凍雨が観測された。図 1 は地上の観測値である。10 時以降気温が低下し、凍雨が降った時間帯は 2～3℃だった。図 2 は 09 時のエマグラムである。925 hPa 付近に弱い逆転層がみられ、その下は乾燥している。しかし、900 hPa 以下は 0℃以上で、再凍結降水をもたらすような成層は見られない。

図 3 は 09 時の地上天気図である。秋田山形県境の沖合に低気圧があり、秋田市は北東象限に入っている。図 4 は 13 時のレーダー降水エコーである。秋田市付近に相対的に強いエコーがあり、これが凍雨に対応していると考えられる。

4. 客観解析

以下では局地解析の結果を示す。解析値にない要素（鉛直風速）は LFM の FT=1 で代用する。図 5 に水平方向に 10 格子平均した 850 hPa 上昇流と高度、気温を示す。秋田県付近は傾圧帯となっていて、南西方向から流入した暖気が滑昇している。図 6 は LFM (FT=1) の 12 時の 950 hPa

表 1 秋田の過去の凍雨事例

	気温	相対湿度	風向	風速	総観場
1991/3/9	1.3	88	ESE	8.3	秋田沖低気圧
1991/3/27	4.8	63	ESE	6.2	気圧の谷
1992/1/8	8.4	64	WSW	14.7	秋田沖低気圧
1992/12/21	4.2	70	SE	6.1	温暖前線前面
2000/1/13	1.2	89	ESE	6.8	温暖前線前面
2006/1/13	1.6	88	ESE	7.7	日本海中部に低気圧
2019/3/31	2.7	96	ESE	5.6	秋田沖低気圧

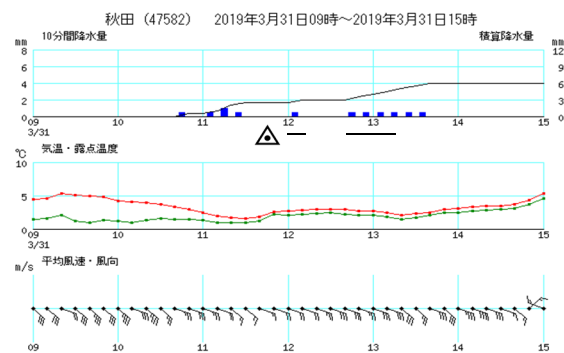


図 1 秋田の地上観測値と凍雨観測時刻

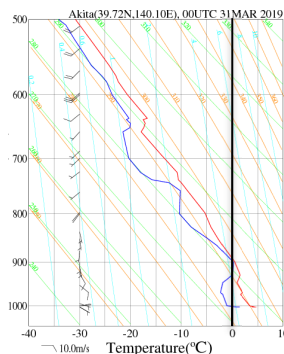


図 2 09 時エマグラム

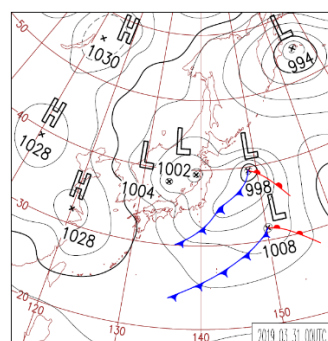


図 3 09 時地上天気図

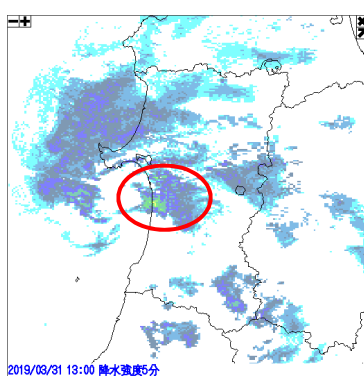


図 4 13 時のレーダー降水強度

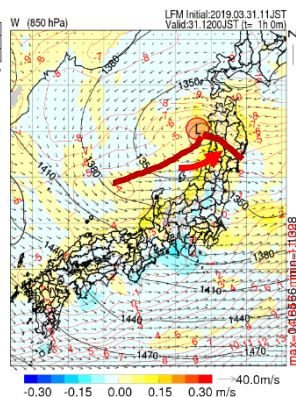


図 5 LFM(FT=1) 12 時 10 格子平均の鉛直風速、高度（黒線）、赤線（気温）

題目番号 12

気温と鉛直風速の断面図である。10 格子平均の上昇流(図 5)と比較すると、広く温暖前線の性質をもった上昇流域となっている中で、局部的に上昇流の強い部分があることがわかる。南側の上昇流域は秋田市付近にあり、925 hPa 以下の傾圧帯に対応している。

図 7 は秋田における相対湿度の時間断面図と、13 時のエマグラムである。11 時頃までは高層観測(図 3)と同様に下層が乾燥していたが、12 時以降は湿潤になっている。また、逆転層は見られないが、13 時には 950 hPa~900hPa 付近で 0℃前後の安定な成層が出現している。これらから、12 時頃に降水が始まり、13 時には凍雨に対応する降水が表現されていると考えられる。

図 6 の気温と風の分布をみると、秋田市の南で温度傾度が大きく、対応して南西風と南東風のシアーがみられる。シアーの北側の雄物川沿いでは、11 時から 12 時にかけて低温化し、13 時にかけて低温が維持されていた。この低温化によって温度傾度が強化されており、気塊の持ち上げに寄与している可能性がある。上流側(風上側)からの冷気の移流は見られず、また、11 時まで下層が乾燥していたことから、低温化の要因として降水の蒸発が推測される。

5. JMA-NHM による再現実験

水物質の状態を調べるために、JMA-NHM を用いて、表 2 の設定で再現実験を行った。総観場は概ね再現されていた。以下では 2 km 実験の結果を示す。

図 8 は 15 時のモデル面第 2 層におけるあられ混合比と気温である。由利本荘市付近で地表付近にあられが計算されている。気温や風の分布も 13 時の局地解析に近いことから、この部分を解析した。図 9 はこの地点におけるあられ混合比と鉛直風速の時間断面図である。15 時~15 時 30 分にかけて、概ね 1.5 km 以下であられが計算されている。再凍結降水ではなく、上空で成長した氷粒子が融解せずに地表に到達している。また、あられの上方では比較的強い上昇流があり、対流が表現されている。したがって、相対的に上昇流が強い部分で氷粒子が成長し、下層が低温化していたため、融解せずに地表に達し、凍雨として観測されたと考えられる。

6. まとめ

2019 年 3 月 31 日の凍雨事例の解析を行った。一般的な凍雨の要因とされる気温逆転層は確認できなかった。層状性の雲の中の比較的上昇流の強い場所で成長した氷粒子が、地表付近が低温化していたために融解することなく地上に到達し、凍雨として観測されたと考えられる。性質は氷あられに近いが、過去の凍雨事例でも似た特徴をもつ事例が多く、同様のメカニズムで凍雨が観測されていた可能性がある。

参考文献

松下拓樹、西尾文彦、2004: 着氷性降水の気候学的特徴と地域性について。雪氷, 66, 541-552。
 堀直登、阿曾知子、上野純一、2018: 山形盆地における再凍結降水(凍雨・着氷性の雨)の JMANHM による調査、平成 29 年度 NHM(非静力学数値予報モデル)技術検討会

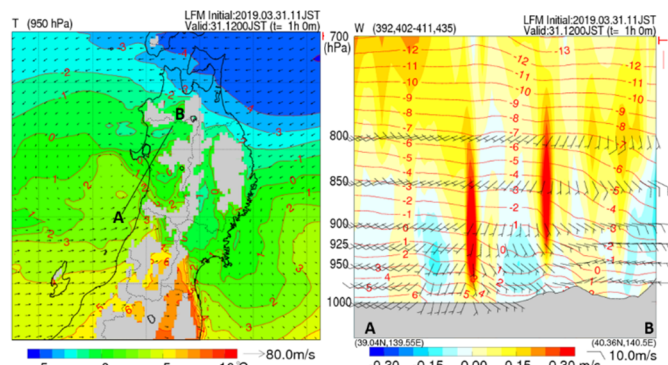


図 6 局地解析 12 時 (FT=1)

左: 950 hPa 気温 右: 鉛直風速、気温 (赤線)

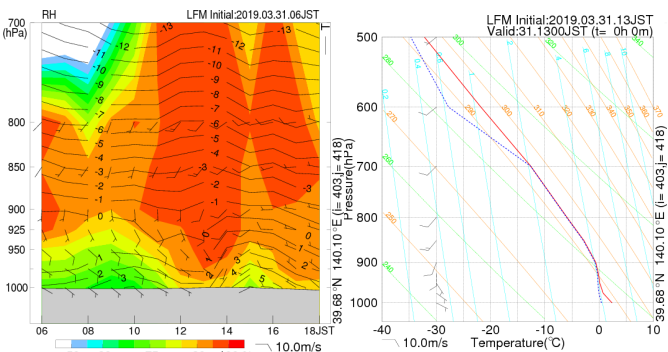
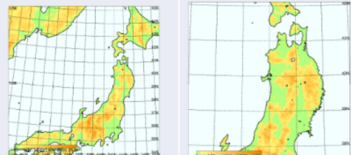


図 7 局地解析 秋田

左: 相対湿度、気温 (黒線) 右: 13 時エマグラム

表 2 NHM の計算設定

	5 km実験	2 km実験
初期時刻	2019/03/30 18UTC	2019/03/30 21UTC
格子数	250 x 250 X 50	250 x 250 x 100
出力時間間隔	60分	10分
初期値・境界値	メソ解析・GSM	5 km実験
積雲対流	KF	なし
雲物理過程	氷相を含むバルクモデル 混合比 (qc,qr,qi,qs,qg)、 数濃度 (Ni,Ns,Ng) を予報	
乱流	MYNN2.5	MYNN2.5
計算領域・地形		

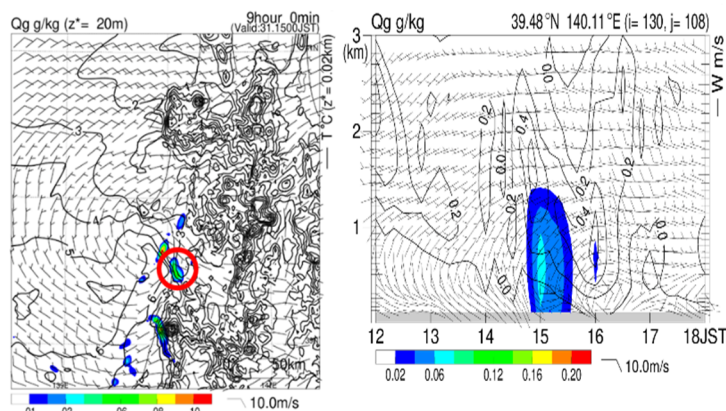


図 8 モデル面第 2 層

あられ混合比、気温 (黒線)

図 9 あられが計算された
地点の時間断面図

あられ混合比、鉛直風速
(黒線)

関東平野に発生する沿岸前線の MSM 予報バイアスに関する解析

*鈴木健斗, 岩崎俊樹, 山崎剛 (東北大院理)

1. はじめに

気象庁の 5km メッシュのメソスケール数値予報モデルは、関東平野の沿岸付近に形成される局地前線（いわゆる沿岸前線）を実況より内陸側に（寒気側に）予報する傾向があることが指摘されている。[1]

本研究ではこれまでに、2015-2018 年において温暖前線の通過後に発生した沿岸前線に対する統計解析を行い[2]、初期値に誤差が無くても、予報時間が 5 時間程度より経過すると降水の有無にかかわらず前線位置が実況より内陸側へずれる系統的誤差（予報バイアス）が発生することを明らかにした。また、系統的誤差は関東平野を囲む山による寒気の障壁効果をモデルで過小評価することが原因である可能性が推察された。

本研究では MSM 予報にバイアスが現れた典型事例を対象に、水平解像度、Envelope Orography、物理過程を変更した数値感度実験を行った結果、バイアスの原因は物理過程ではなく、数値モデルの山岳が実際より低いことが主因であると結論づけられた。本予稿では地形表現に着目した数値実験(水平解像度、Envelope Orography)の結果を紹介する。

2. 数値実験の方法 (CTL)

本研究では非静力学モデル JMA-NHM(Saito, et.al 2006)を用い、関東地方を中心とする 1000km 四方の領域で水平解像度 5km の数値計算を行った。初期・境界値は MSM 解析値を用いた。数値実験を行った 3 事例は以下の通りである。

CASE 1 : 2018/03/08 09:00 ~ 2018/03/09 09:00 (JST)

CASE 2 : 2017/02/22 21:00 ~ 2017/2/23/15:00 (JST)

CASE 3 : 2019/02/03 09:00 ~ 2019/02/04 09:00 (JST)

3 事例はいずれも、日本海又は日本付近を低気圧が東進していた。温暖前線の通過後に関東平野内陸部にトラップされた寒気と、海から吹き付ける南寄りの風との間に沿岸前線が発生した。CTL 実験ではいくつかの要素で MSM とほぼ同じ設定を用いた。(水平 5km 格子、陸面データに国土数値情報 3 次メッシュデータ(平成 9 年度版)、境界層スキームに MYNN、地形データに GTOPO30 メッシュデータ)

3. 感度実験の方法

・水平解像度

予報バイアスが山による寒気の障壁効果が足りないことが原因とすれば、水平解像度を上げることで地形の再現性向上が期待される。モデルの水平解像度を 5km から 1km または 2km に細かくした実験を行った。

・Envelope Orography

CTL 実験 (5km メッシュ) におけるモデル地形を Envelope Orography に変更した。CTL でのモデル格子点の標高は、モデル格子内に含まれるすべての GTOPO30 標高データの平均から与えられる(Mean Orography、図 1a)。したがって、山の稜線付近を考えたとき、稜線付近のモデル地形標高が実際の標高より下がる場合が生じる。そこで、モデル格子内における GTOPO30 標高データの最大値をモデル格子に与え、稜線の高さを維持するような地形 (Envelope Orography、図 1b)を作成し、感度実験 (EO_5km 実験) を行った。

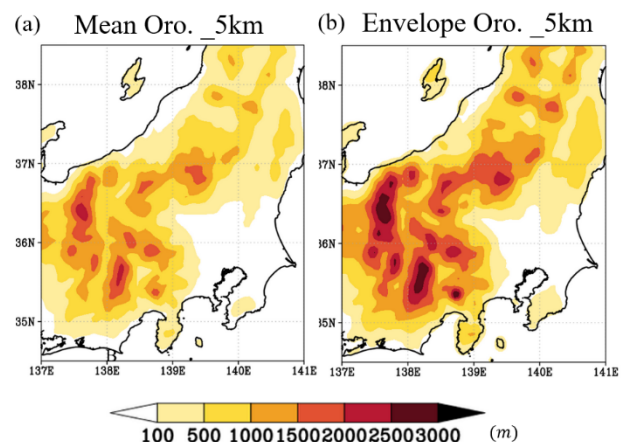


図 1: 左図(a)は CTL 実験に使用した、GTOPO30 の格子平均値から作成した Mean Orography 地形、右図(b)は GTOPO30 の格子最大値から作成した Envelope Orography 地形。

4. 結果

・水平解像度

水平解像度を 5 km から 2km 及び 1 km に高解像度化したことで、3 事例における沿岸前線の誤差距離（観測と CTL 実験の誤差距離を 100%とした）は平均して 27%、37%それぞれ減少した。

・Envelope Orography

図 2 に、CASE1 における CTL 実験と EO_5km 実験における地上気温・風の計算結果を示した(2018 年 3 月 9 日 03JST)。等温線が混んでいて風のシアがあるラインが沿岸前線に対応し、関東平野を北東～南西方向に伸びている。EO_5km 実験では沿岸前線の位置が CTL 実験よりも海側(南東側)にシフトしたことが分かる。EO_5km 実験では沿岸前線位置を実況に近い位置に再現し(図略)、3 事例における誤差距離は平均 80%以上減少した。

図 3 に図 2 で示した Line AB 上における、CTL 実験と EO_5km 実験の温位の鉛直断面図を示した。CTL 実験に比べ、EO 実験では寒気の厚さが厚くなっていたことが分かる。山が障壁になることで寒気の鉛直方向の厚みが増し、水平方向にも寒気が広がったことで、沿岸前線が海側にずれたことが考えられる。

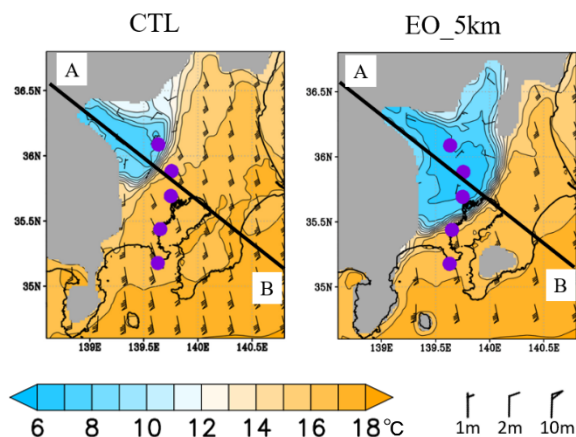


図 2: CTL 実験 (左図) と EO_5km 実験 (右図) における地上気温と地上風速(2018 年 3 月 9 日 03JST)。シェードと実線(1 K ごと)は地上気温(°C)。灰色のシェードは標高が 200m 以上の地域を示す。直線 AB は図 3 の鉛直断面線。

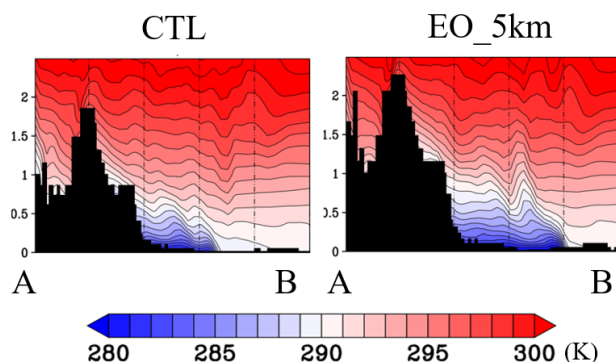


図 3: 図 2 で示した直線 AB 上における、CTL 実験と EO_5km 実験の温位の鉛直断面図(図 2 と同時刻)。シェードと実線(1 K ごと)は温位(K)を表す。黒のシェードは地形。

5. 考察

沿岸前線の多くは関東平野北西側の山岳の南東斜面

において捕捉された寒気により形成されるものと考えられる。Envelope Orography において沿岸前線が海側に移動した理由を、マルグレスの 2 層モデルの概念を拡張して考察した。図 4 で示したように二つの均質な気団が不連続面を境として接していて、それぞれが不連続面に平行に地衡風運動をなして平衡を保っている場合、前線の傾斜角は力学的バランスでおよそ決まる。山の稜線が高くなれば前線は海側にシフトし、冷却により補足された寒気が強くなれば、傾斜角が小さくなり海側にシフトする。EO_5km 実験では山の稜線の高さが CTL 実験よりも上がることによって、寒気の関東平野部への張り出しが大きくなった。

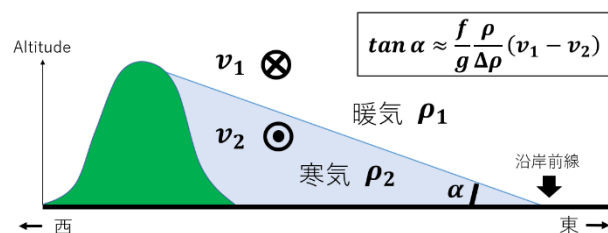


図 4: マルグレスの 2 層モデルの概念図

6. まとめ

沿岸前線の予報バイアスは、主に数値モデルの山岳が実際より低いことが原因と結論づけられる。山の稜線の高さを維持した EO_5km 実験では予報バイアスがほぼ解消した。水平解像度を 1km にした場合、誤差距離(予報バイアス)が 37%減少することが分かったが、さらに水平解像度を上げることでバイアスがさらに減少する可能性がある。ただし、それには水平解像度約 1km 相当の GTOPO30 地形データより細かい地形データが必要になるため、今後の課題になるだろう。

Envelope Orography では山脈の尾根の標高を維持できる一方で、地形全体、特に谷や盆地の標高が実地形より高くなる弊害も生じる。特に EO_5km では谷筋や盆地の標高が実地形より大幅に上昇する場所もあり、悪い副作用が起こる可能性は高い。水平解像度 2 km や 1 km で Envelope Orography を使用の方がより悪い副作用が小さいだろう。

沿岸前線の予報については Envelope Orography を用いることで、本研究で議論した系統的なバイアスを取り除ける可能性が高い。ただ、個々の事例に関しては、寒気の生成に関わる降水蒸発や放射冷却などの他の物理過程の再現性が悪い場合、前線の位置が上手く予報できないことは留意すべきである。

7. 参考文献

- [1] Hara, T., 2014: Text book for numerical weather prediction. Japan Meteorological Agency. 47, 118-144.
- [2] 2019 年度気象学会春季大会予稿集 p299

科学教育用数値実験ソフトの開発 -中学校理科 Web-CReSS SE の活用に向けて-

○佐々木恒, 名越利幸

SASAKI Koh, NAGOSHI Toshiyuki

岩手大学教育学部

1. はじめに

中学校理科の気象領域は、雲や雨を除き、目に見えない大気を対象としている。また、気象現象は時々刻々と変化するため再現ができないため、理解が難しい領域の一つである。

そこで、本研究では、数値実験ソフトである CReSS を用いて、気象現象をシミュレーションで再現することにより、気象領域への理解を深めることができる教材の開発を行ってきた。

本研究では、科学教育用 CReSS の実用化における改善点を先行研究より明らかにし、改良及び授業実践による検証を試行する。

アプリケーションである Google Chrome を用いて、図 1 のように描画される。Google Chrome は PC の初期状態における既存のブラウザとは異なり、Linux との親和性が高い。そのため、これを用いることにより Windows のバージョンによらず Linux から立ち上がり、CPU とメモリーのみを使用し「起動—終了」させることができる。

このようにして完成した一連のプログラムを、「Web-CReSS SE (Science Education)」と命名した。



図 1 改良前の Web-CReSS トップページ

2. 科学教育用 CReSS について

1) 「CReSS」とは

「CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator)」とは、名古屋大学宇宙地球環境研究所で開発された、広く一般に公開されている国産フリーソフトである。

CReSS のプログラムは FORTRAN 言語で書かれているため、本来は UNIX 上で動くソフトである。したがって、一般の教育現場で広く普及している Windows の PC では、CReSS を動作させることができない。そのため、仮想の UNIX 環境を作る VMWare Player を用いて、仮想マシン環境で Linux を稼働させる。これによって、Windows の PC で「CReSS」の動作が可能となる。

2) 「科学教育用 CReSS」とは

前述した「CReSS」は、研究目的で開発され、大学や研究機関で使用されている。計算や結果の描画等の操作はコマンド入力で行うため、CReSS をそのまま教育に利用して、中学生に操作させることは困難であると考えられてきた。そこで、藤原 (2016) は、中学生が自分自身の手で計算の条件設定が行えるように簡略化された「教育用のインターフェース画面」を作成することを考案した¹⁾。

その結果、開発されたインターフェースは、Web ア

3. 科学教育用 CReSS の改良に関して

実用化に向けた改良を行うにあたって、先行研究における課題と改善点を検討し、科学教育用 CReSS の改良要望書を作成した。この要望を基にしたソフトウェアの改修を、中部電力 CTI IT ソリューション事業部に外注した。

主に、ソフトウェア起動の自動化や、再実験や計算の中止の手順の簡略化、実験領域の拡張などのシステム面に関する改良の他、中学生が扱いやすいインターフェースへの改良を行った。また、今回のバージョンアップでの Web-CReSS SE の完成を目指し、記載する情報の追加や、現在のバージョンで発生している不具合の修正なども併せて行うこととした。

4. Web-CReSS SE Ver. 3 について

基本的に改良要望に沿って、「Web-CReSS SE」の改修が行われ、その結果としてまず、インターフェースは、図2、図3のように改善された。図2の背景は動画ファイルとなっている。

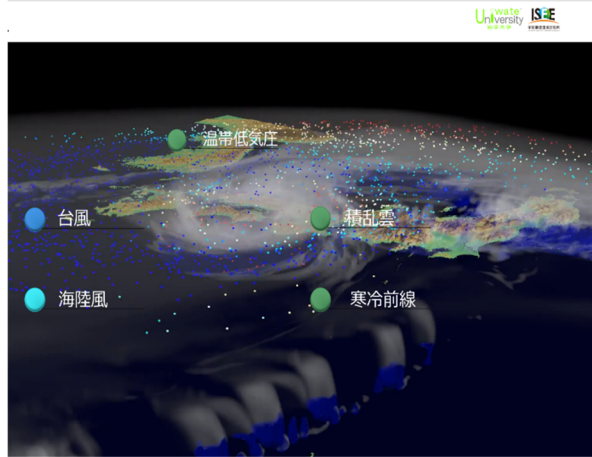


図2 Ver. 3 のトップページ

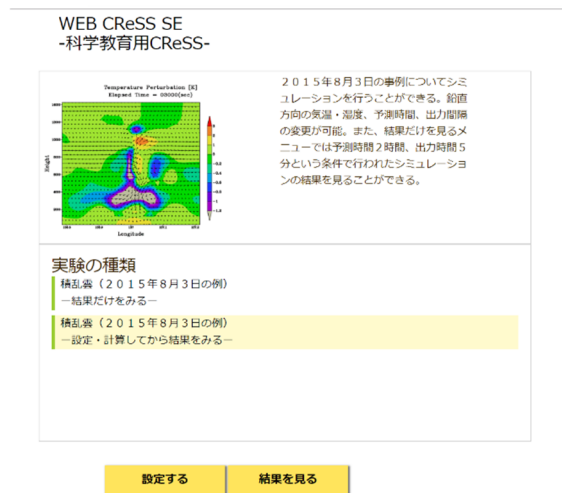


図3 Ver. 3 のインターフェース画面

それぞれの実験ごとの画面では、計算終了後にはどのような結果を見ることができるのかという見本や、実験の概要が表示されるようになった。また、画面上部の Web-CReSS SE のロゴをクリックすることにより、トップページにジャンプできるようになった。

システム面では、本教材を授業で活用するうえで重要な改良として、ソフトウェアの起動の自動化だけではなく、Google Chrome 及び VMWare Player の存在の確認とインストールが起動時に自動で行われるようになった。また、再実験や計算を停止させる際に、ソフトウェアを再起動させる必要はなくなり、ボタン操作で容易に行えるようになった。

また、技術的な問題により、結果画面における英

語表記の日本語変換や、断面図表示する地点の選択の改良は行なわれなかった。そのため、英語表記については、生徒用に日本語との対応表を作成することで対処することとした。

5. まとめ

今回開発された Web-CReSS SE Ver. 3 では前回のバージョンと比べて実用的な改良が施された。これに細かい部分の修正を加え、完成版を作成する。また、授業用に、生徒向けのマニュアルや、英語表記と日本語の対応表を含む学習プリントの作成を行う。

完成版が届き次第、台風を題材とした授業実践を、岩手県盛岡市内の公立中学校にて行う。これによって、数値実験や、条件ごとの実験結果の違い(図4)から、生徒がどのような学びを得られるのか検証する。また、本教材を授業者が扱う上でのアクセシビリティなどについても同時に検証する。

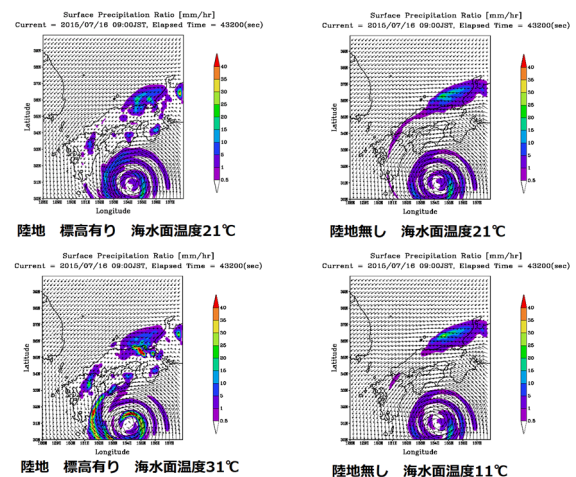


図4 条件ごとの結果の違い(台風)

6. 参考文献

- 1) 藤原(2016): 中学校理科における「気象数値実験モデル」を用いた教材に関する実践的研究 岩手大学大学院修士論文
- 2) 黒坂(2018): 気象数値実験ソフト「Web-CReSS for Education」を用いた中学校理科における実践的研究 岩手大学大学院修士論文
- 3) 大町(2019): 理科教育における気象数値実験ソフトの教材開発 岩手大学教育学部卒業論文
- 4) 中部電力 CTI: 科学教育用 CReSS 取扱説明書

盆地霧の数値シミュレーション –岩手雫石の事例–

○菱 満貴・名越 利幸
 HISHI Mizuki, NAGOSHI Toshiyuki
 岩手大学教育学部

1 研究の背景

岩手雫石盆地は、晩春と晩秋に濃霧に覆われる。石森・名越(2016)¹⁾は、その霧の構造の解明をねらいとしたドローンによる観測を行った。小川・名越(2017)²⁾では、その観測をもとに霧の数値シミュレーションが行われ、霧の発生を確認したが構造解明までには至らなかった。

岩手雫石盆地に発生する霧は、放射霧であることから、計算過程に大気からの上・下放射を考慮する必要がある。しかし、これまで本研究室のCReSSには、計算過程に大気の放射過程が含まれておらず、霧の発生が困難であった。2019年2月に大気の放射過程を含む最新のCReSSが本研究室に導入された。本研究では、そのCReSSを用いて霧を再現し、その構造や発生原因の解明に迫る。

2 方法

(1) CReSS とは

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物理過程に特化した非静力学気象モデルである。

(2) 小川 (2017) の計算を基にした設定

小川 (2017) によるスーパーコンピュータでの計算設定を基にして、数値シミュレーションを行った。計算時間は、初期時刻を2015年11月19日12時として24時間、計算領域は、39.61N, 140.87Eを左下座標として、30 km×30 km、鉛直格子間隔 dzmin は、20 m に設定した。初期値・境界値として気象庁メソ解析(水平解像度 5km)を利用した。

表 1 計算設定

格子数 (x, y, z)	63, 63, 70
格子間隔 [m] (x, y, z)	500, 500, 120
ストレッチング [m]	dzmin 20 layer1 900
初期時刻	2015/11/19 12:00
計算時間	86400 s (24h)
積分時間間隔 [s]	0.25

3 結果

(1) 鉛直格子間隔 20 m での計算と結果

図 1 は、石森(2016)の観測地点を通るよう、11月20

日午前6時の霧の x-z 断面を描いたものである。小川(2017)は、霧と判断できる雲水量の値を 1.0×10^{-5} [g/m³] 程度としているのに対し、今回の値は、 1.2×10^{-13} [g/m³] 程度であり、非常に小さくなっている。従って、スーパーコンピュータでの計算設定を基にした数値シミュレーションでは、霧の発生は認められなかったと言える。

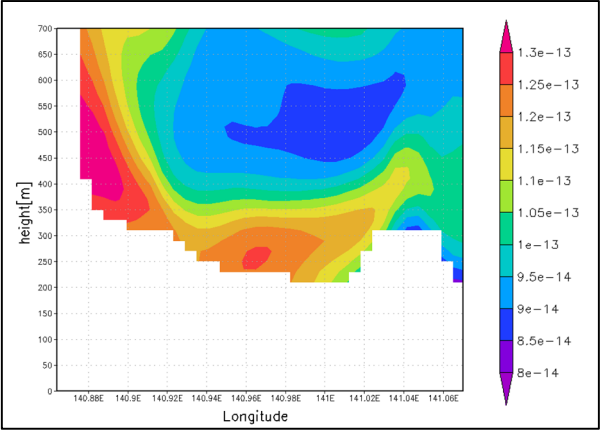


図 1 dzmin 20 の結果(2015/11/20 06:00)

(2) 鉛直格子間隔 10 m での計算と結果

Ito et al. (2019)³⁾は、鉛直格子間隔 dzmin を 10 m に設定することで霧を再現している。従って、dzmin を 10 m に変更し、再度数値シミュレーションを行った。図 1 と同様に霧を描いた結果が図 2 である。

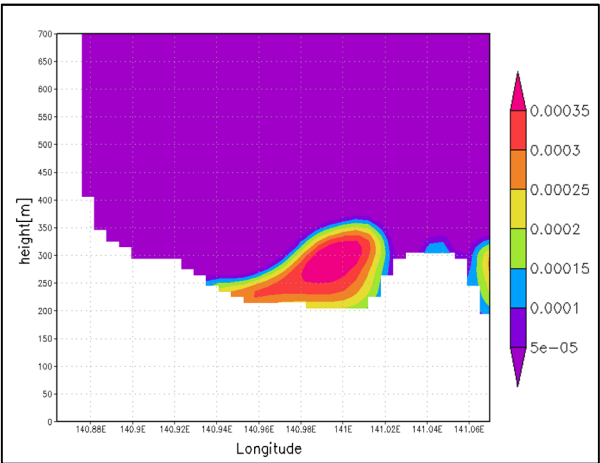


図 2 dzmin 10 の結果(2015/11/20 06:00)

雲水量の値は 3.0×10^{-4} [g/m³] 程度である。この値は、霧と判断できる大きさであり、現実に近い霧の発生が認められたと考える。

4 考察

霧の発生が認められたため、その霧の構造について詳しく調べていく。

(1) 霧が発生する時間帯と領域

雫石盆地の標高は、200 m 程度である。雫石盆地について、鉛直方向 10 m 毎に霧の x-y 断面を描いた。図 3 は、高度 255 m での時間ごとの霧の様子である。カラーバーの境界値は図 2 と同様である。描いた霧の様子から、霧は、午前 4 時 30 分頃に発生し、午前 8 時 30 分頃まで存在していることが認められた。これは、石森・名越(2016)の観測とほぼ一致する。

図 4 は、高度 255 m における霧が発生する頃の変化の様子である。この様子から、霧は雫石盆地の北に位置する斜面から発生していると考えられる。

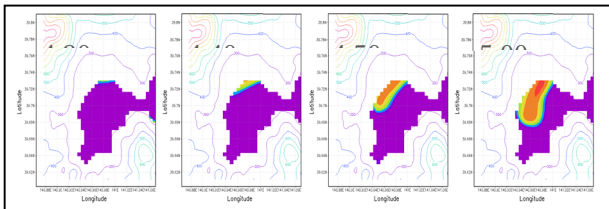


図 4 発生時の霧の様子(高度 255m)

また、同時刻における霧の様子を高度で比較して見ると、霧の上端は、高度 400 m 付近であること、霧は、標高の高い位置で発生し、徐々に斜面を下ってきていることが分かった。

(2) 霧と風の様子

次に、霧と地表面の風の様子を描いた。図 5 は、高度 255 m における霧と風の様子である。霧が発生する頃、盆地内では北寄りの風に変わり、霧が北寄りの風に流され、移動している。また、霧が存在している時間には、盆地内の風が弱まることが確認できる。

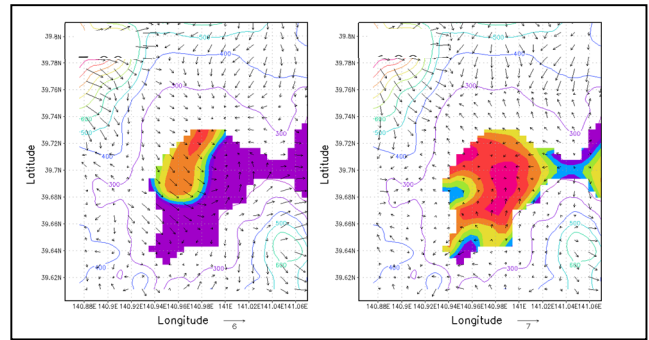


図 5 霧と風の様子

5 まとめ

CReSS による数値シミュレーションでは、計算過程に大気の上・下方向の放射過程を導入し、鉛直格子間隔を 10 m に設定することで、霧の発生が確認された。

また、雫石盆地に発生する霧は、午前 4 時 30 分頃に発生し、午前 8 時 30 分頃まで存在すること、盆地の北の斜面から発生することが言える。そして、盆地内の風が北寄りの風に変わる頃、霧が発生し、北寄りの風に流され移動すること、盆地内の風が弱まることで、放射冷却がきき、霧が盆地に存在することが言える。

6 今後の展望

最新の CReSS を用いて霧を発生させることが可能であることが確かめられた。今回の計算の結果を生かし、岩手県沿岸部における霧を伴う「ヤマセ」について数値シミュレーションを行い、詳しく解析を行っていく。

参考文献

- 1) 石森明洋, 2016:岩手県雫石盆地で発生する霧の観測的研究, 岩手大学教育学部卒業論文.
- 2) 小川浩輝, 2017:岩手雫石盆地の霧に関する数値的研究,岩手大学教育学部卒業論文.
- 3) Ito et al., 2019: A Numerical Study of "Hijikawa-Arashi": A Thermally Driven Gap Wind Visualized by Nocturnal Fog, JAMC, June 2019, p1293-1307, AMS

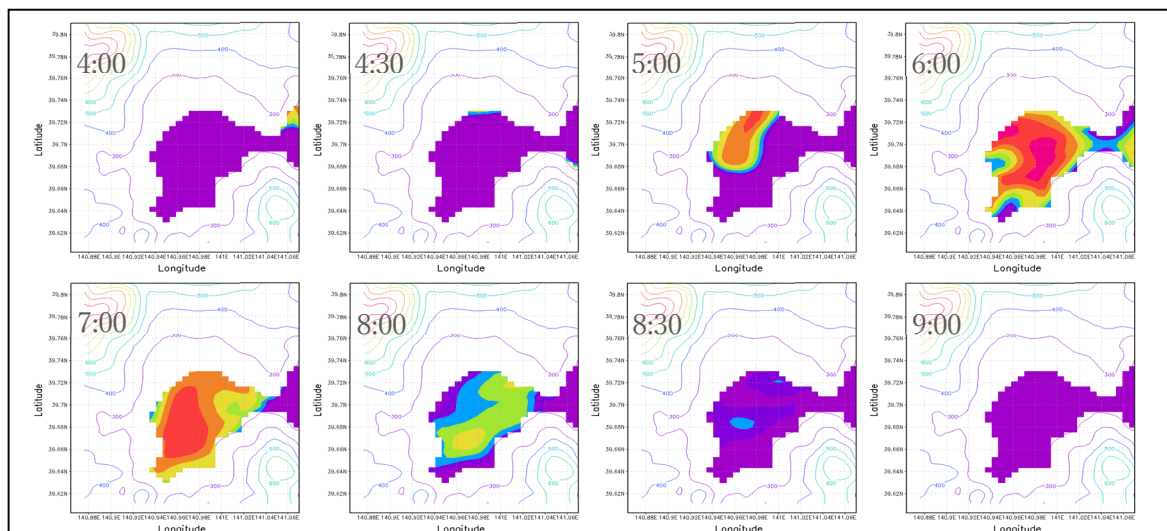


図 3 時間毎の霧の様子(高度 255m, 2015/11/20)

レーザー分光法による大気中 N_2O および CO 濃度連続観測システムの開発と南極・昭和基地における大気観測への応用

○赤井章吾、森本真司、李偉(東北大院・理)、後藤大輔(極地研)、青木周司(東北大院・理)

1. はじめに

代表的な人為起源の温室効果ガスとして、二酸化炭素(CO_2)、メタン(CH_4)、一酸化二窒素(N_2O)が挙げられる。このうち N_2O の大気中濃度は CO_2 の 1000 分の 1 以下であるが、赤外線吸収効果は CO_2 の 200 倍以上であり、その気候変動への寄与は無視できない。また、 N_2O は触媒的に成層圏のオゾン(O_3)を分解することから、フロンガス類の排出が規制されている現在、オゾン層破壊の主要因となることが危惧されている。そのため、大気中 N_2O 濃度変動の実態を把握し、その変動要因を理解することは重要である。一酸化炭素(CO)は一般に温室効果ガスとは考えられていないが、大気重要な酸化剤である OH ラジカルを介して CH_4 の濃度変動にも密接に関係しているため、 CO 濃度変動の把握は CH_4 濃度変動の理解に繋がる。またバイオマス燃焼のトレーサー物質としても有効であり、大気化学的にも重要な役割がある。

南極・昭和基地では、1983 年から現在まで継続して週に一度大気採取が行われている。採取された大気試料は採取から 3~14 ヶ月後に日本に持ち帰られ、 N_2O 濃度、 CO 濃度の測定も行われてきた。しかし、大気採取による観測では時間的に不連続なデータしか得られず、試料の長期保存に伴う濃度変化の影響が大きいという問題があった。また 2000 年からガスクロマトグラフ (GC) を用いた CO 濃度の現地連続観測も実施されてきたが、GC の老朽化のため、観測システムの更新が必要であった。

本研究では大気中 N_2O および CO 濃度の変動を詳細に把握し、その変動要因を明らかにするため、新たに大気中 N_2O および CO 濃度の連続観測システムを開発した。本システムを昭和基地に設置し、2019 年 1 月 16 日より大気中 N_2O および CO 濃度の連続観測を開始した。本発表では、開発した観測システムの概要とこれまでに昭和基地で観測された N_2O ・ CO 濃度の変動について紹介する。

2. 観測システム概要

本研究で開発した観測システム(図 1)は Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy (OA-ICOS) 方式のレーザー分光分析計(Los Gatos Research 社製 model $\text{N}_2\text{O}/\text{CO}$ r23)とガス・ハンドリングシステム、システム制御・データ収録系で構成されている。

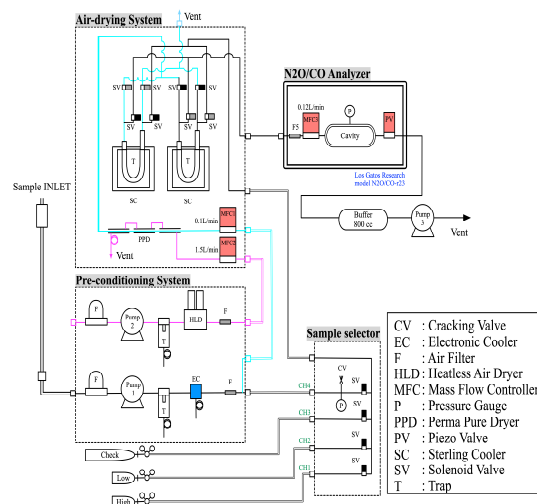


図 1: 観測システムの概要

レーザー分光分析計の主要部は中赤外半導体レーザー発振器、光学キャビティと赤外線センサーにより構成される。レーザー光は被分析大気試料が導入されたキャビティ内に射出され、試料中の N_2O および CO によってその発振波数とそれぞれの分子数に対応した吸収を受け、キャビティから一部が透過する。レーザー発振波数を対象気体分子 (この場合は N_2O および CO) の吸収帯周辺で掃引し、透過光強度を赤外線センサーが電圧に変換することによって、ある波数区間における連続したスペクトル (波数と吸収率の関係) を得ることができる。

大気試料は、露点温度-80 度まで除湿され、そして温度・圧力制御された後に光学キャビティに 120cc/min の流量で導入される。分析計の校正のため、あらかじめ N_2O および CO 濃度を決定した 2 種類の標準ガス(高濃度および低濃度ガス)の分析が 12 時間に一度、出力値のドリフトを補正するためにチェックガス (大気レベルの N_2O および CO 濃度) の分析が 6 時間に一度行われ、標準ガスの分析値と大気サンプル分析値の比較により大気中の濃度を決定している。分析値は 1 秒平均値が出力されるが、データ収録系 PC で 1 分平均値として保存している。

本システムは、分析計内部の温度およびキャビティ内の圧力をそれぞれ 10^{-3} °C 台、 10^{-3} Torr 台で精密に制御することにより、大気中の N_2O および CO 濃度をそれぞれ ± 0.14 、 ± 0.09 ppb (標準偏差) の高精度で計測することを可能にした。

3. 南極・昭和基地における大気中 N_2O 、 CO 濃度の連続観測

本観測システムは、第 60 次南極地域観測隊・モニタリング研究観測計画の一部として昭和基地に搬入し、昭和基地・観測棟に設置した。大気試料は、発電機や居住スペースなど基地活動の影響を受けないよう、基地の卓越主風向風上側に設置された大気試料取り入れ口から吸引している。本システムによって得られた測定データは現地のデータサーバに集積され、インテルサット衛星経由のネットワークを介して 1 日に一度国内側サーバに送信される。2019 年 1 月の観測開始以降現在まで、ほぼ欠測なく観測を継続しており、高精度時系列データが得られている（図 2）。

図 3 に示すように、昭和基地の夏季（1 月後半から 2 月）に、 N_2O 、 CO 濃度の数日スケールの顕著な変動が観測された。昭和基地で連続観測を行っている CO_2 濃度、 O_2 濃度の変動と比較したところ、 CO 、 N_2O と O_2 について正の相関、 CO_2 とは負の相関関係が見られた。これらの変動を生じさせた空気塊の起源を調べるため、NOAA/HYSPLIT システムを用いて後方流跡線解析を行ったところ、 N_2O 、 CO の高濃度空気塊は低緯度・海洋起源の大気が昭和基地に輸送されており、低濃度空気塊は南極大陸や南極大陸沿岸の大気が輸送されていた。

2019 年 8 月に N_2O 濃度の数日スケールの増大が観測された。 N_2O 濃度の増加と同時に現地風速の増加と O_2 濃度の減少が観測されたが、 CO には濃度変動は見られなかった。 N_2O 濃度の短周期成分（336 時間カットオフ周期のスプライン曲線からの偏差）は風速と明らかな関係があり、特に強風時（風速 20m/s 以上）に、 N_2O 濃度増加が顕著であった。この時、昭和基地近傍には中心気圧 950hPa 程度の大きな低気圧が接近しており、さらに O_2 濃度の減少を

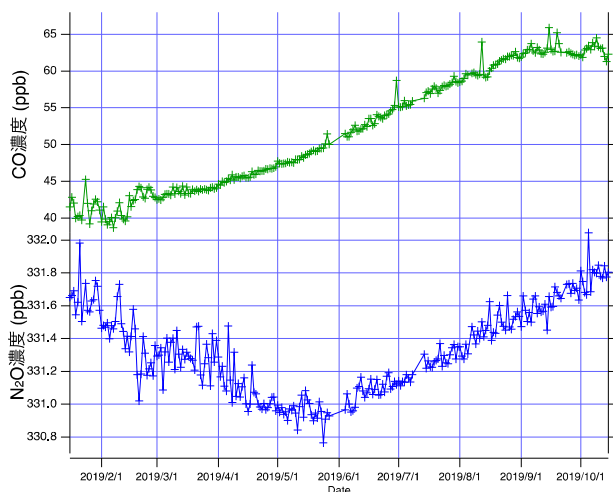


図 2：昭和基地で観測された大気中 CO 、 N_2O 濃度の日平均値

伴っていたことから、強風下で表層海洋の攪拌によって生じた高 N_2O 、低 O_2 濃度気塊(Nevison et al., 2004)が昭和基地に輸送されてきたと考えられる。2019 年 8 月に観測された N_2O の濃度増大は高々 0.2ppb 程度であったが、本システムによって、このスケールの変動を捉えられるようになったことも特筆すべき点である。

昭和基地での CO 濃度は 9 月頃から減少を始めるが(Morimoto et al., 2002)、2019 年 10 月に 10 日間程度一時的な濃度増加が観測された。この変動は、現地風速や他の温室効果気体濃度観測値から、基地活動による汚染が原因ではないと考えられた。後方流跡線解析(NOAA/HYSPLIT)の結果は、観測された高 CO 濃度空気塊が南米大陸付近から輸送されていることを示しており、バイオマス燃焼起源の CO を昭和基地で捉えた可能性が高い。

4. まとめ

レーザー分光分析計を用いた大気中 N_2O 、 CO 濃度連続観測システムを開発し、南極・昭和基地に設置して、2019 年 1 月から現地連続観測を開始した。これまでの観測で N_2O と CO それぞれの特徴的な変動が高い精度で捉えられていることから、今後観測を継続することによって、それらの長期変動や大気海洋間のガス交換、バイオマス燃焼に関する情報が得られると考えられる。

謝辞：本研究の一部は、第 60 次日本南極地域観測隊のサポートを受けて実施された。

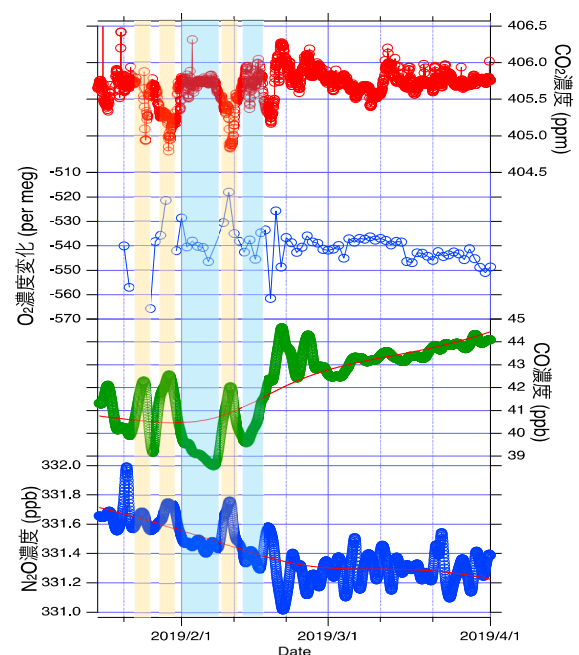


図 3：大気中 CO_2 、 O_2 、 CO 、 N_2O 濃度の夏季の変動

海大陸周辺で発生する対流雲に対する エアロゾルの影響の定量的解析

*大芦宏彰、岩渕弘信、Pradeep Khatri (東北大学院理)

1. 導入

熱帯で発生する対流雲は地球全体のエネルギー収支ならびに水循環に大きな役割を担っていることはよく知られている。また、対流雲は成長段階において形態が変化し、それに伴いエネルギー収支に与える影響も変化する。ゆえに、対流雲の形態変化を定量的に理解することは非常に重要である。一方、大気中のエアロゾルが対流雲の形態や降水に影響を与えることが示唆されてきている。Fan *et al.* (2013) [1]では、エアロゾルの増加に伴い雲粒が小さくなり対流雲のライフタイムが増加することがモデル研究により示されている。他にも多くの研究がなされているが、主な対象領域はアマゾン領域や中国域が多い。海大陸周辺での研究は比較的少なく、観測から行った研究は稀である。本研究は観測、特に静止気象衛星ひまわり 8 号を用いて海大陸周辺で発生する対流雲に対するエアロゾルの影響を定量的に明らかにすることを目的とする。

2. データ・手法

解析領域は[20°S-20°N, 80°E-180°E]の海大陸周辺の海洋上とする。解析期間は2015年の7月、10月、12月、2016年の1月の計4ヶ月である。雲の光学的厚さ、雲頂高度、雲粒有効半径、鉛直積算雲水量はひまわり 8 号の 8-16 バンドのデータを用いた Integrated Cloud Analysis System [2]から得る。水平解像度は約 2km、時間解像度は1時間である。その他気象場とエアロゾルのデータは再解析データである Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2)を使用する。解像度は経度方向 0.625 度、緯度方向 0.5 度であり、時間分解能は1時間である。エアロゾルの指標として、エアロゾルの光学的厚さ(AOD)とオングストローム指数をかけたエアロゾルインデックス(AI)を用いている。AIはNakajima *et al.* (2001) [3]で提唱され、AOD よりも良いエアロゾルの粒子数の指標だと考えられている。

対流雲ならびに巻雲の判定は以下のように行う。

- I. 雲頂高度が10km以上、雲光学的厚さが0.1以上の領域を上層雲と特定。
- II. 雲光学的厚さが6以上の部分を対流核とする。
- III. 各対流核からアンビル領域を拡大していき、上層雲の末端もしくは別の対流雲と接するまで広げる。
- IV. 上層雲のうち対流雲と断定されていない領域を巻雲とする。

次に対流雲の大きさの指標を示す。

$$\begin{aligned} (\text{対流核の相当半径}) &= \sqrt{\frac{\text{対流核の面積}}{\pi}} \\ (\text{対流雲の相当半径}) &= \sqrt{\frac{\text{対流雲の面積}}{\pi}} \end{aligned}$$

本研究では対流雲の追跡を行っていない。対流雲はしばしば分割・併合が行われる。ゆえに、ひまわり8号で得られる対流雲のスナップショットひとつひとつは必ずしも独立ではない。そこで本研究では以下のような時空間平均を行ったものを独立したサンプルとする。

- I. 時空間平均する領域は緯度方向4度、経度方向5度、時間方向3時間とする。
- II. 対流雲の形態・物理量はそれぞれの対流雲の対応する面積で重み付け平均を行う。例えば対流核の雲頂高度は対流核の面積で、アンビル領域の雲粒有効半径はアンビルの面積で重み付けを行う。これはより大きい対流雲の特徴量をサンプルの値に反映させるためである。
- III. 気象場のデータは通常の平均を行う。

最後に各サンプルで雲量の定義を行う。各サンプル領域の面積に対する対流核、アンビル、対流雲全体それぞれの面積の割合を雲量と定義する。

3. 空間分布、時空間変動

対流雲、AIの時空間変動を見ていく。まず2015年7月の対流雲の雲量の空間分布を図1に示す。東経150度から180度の海洋上と東経90度から130度の陸付近で高い値を示している。これらはI熱帯収束帯、南太平洋収束帯ならびにモンスーンが影響していることが推定される。次にAIの同時期の空間分布を図2に示す。陸周辺で高い値を示しているが、これは陸上由来のエアロゾルが流されていることが推定される。一方、熱帯収束帯、南太平洋収束帯周辺では非常に小さい値を示している。これは大陸から遠いことと収束帯で発生した対流雲由来の降水により洗い流されていることが原因だと推定される。以上のように対流雲とエアロゾルは空間分布に大きな制約がある点に留意しなければならない。

次に時空間スペクトルを調べた。2015年7月のAIを経度方向に平均化し規格化したものに2次元FFTをかけたものを図2に示す。大まかに3日以上長い波動が卓越している様子が見え、これは重力波やケルビン波に相当する。同様の時空間スペクトルが対流雲の雲量を用いても見られる。これは降水-エアロゾルの影響によりエアロゾルも変動していることが推定

される。以上のように、エアロゾルの対流雲に対する影響という局所的効果を見るためには上記のような長期変動を取り除く必要がある。

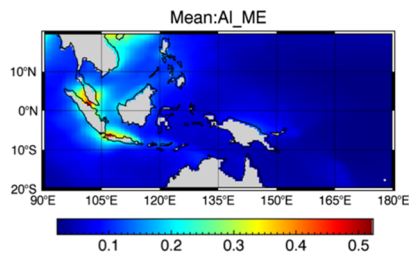


図1 2015年7月のAIの空間分布図

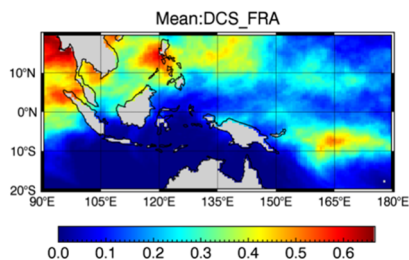


図2 2015年7月の対流雲の雲量の空間分布図

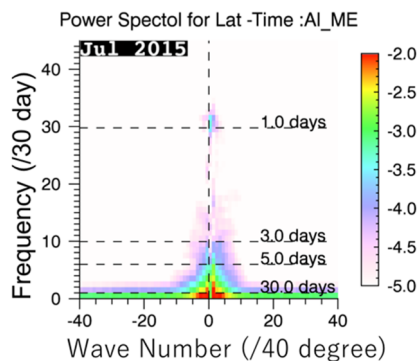


図3 2015年7月のAIに対する時空間スペクトル
横軸が緯度方向の波動を表し、正が北向き、負が南向きの振動を示す。縦軸は時間方向の振動を表す。

4. ハイパスフィルターと日周期からの摂動

エアロゾルの対流雲に対する影響という局所的効果を見るために、長規模変動といった疑似相関をもたらし得る影響を取り除く操作をする。まず長規模変動の影響を取り除くために、3日以上の変動を取り除くハイパスフィルターを適用した。その他に疑似相関として考えられる変動は日変化である。AIの変動から日変化を完全に無くしてしまうと、残るAIの変動の要因がわからなくなってしまう。そこで各地点で日周期を計算し、その日周期からの摂動を使用した。

5. 結果

横軸をAIの摂動にし、縦軸を対流核の相当半径の摂動にとったものを図4aに、縦軸を対流雲の相当半径

の摂動にとったものを図4bに示す。実線は平均値を、斜線領域は95%の信頼区間を表す。図4a, bより、AIの増加に伴い対流核は大きく変化しないが、対流雲は信頼区間を考慮しても約2km増加する様子が見られる。すなわち、エアロゾルの増加に伴い対流核よりも相対的にアンビル領域が拡大していることを示しており、これはFan *et al.* (2013) [1]等のモデルを用いた先行研究と一致する。

次に上記のような挙動の物理的要因を考える。そこで図4cにAIとアンビル領域の雲粒有効半径のコンボジット解析の結果を示す。この図より、エアロゾルの増加に伴い信頼区間を考慮しても雲粒が小さくなることが示唆されている。このことから、エアロゾルが増えたことで、Twomey効果で雲粒の粒径が減少し、効率的に上層へ雲粒が運ばれたことでアンビル領域が拡大したことが推察される。

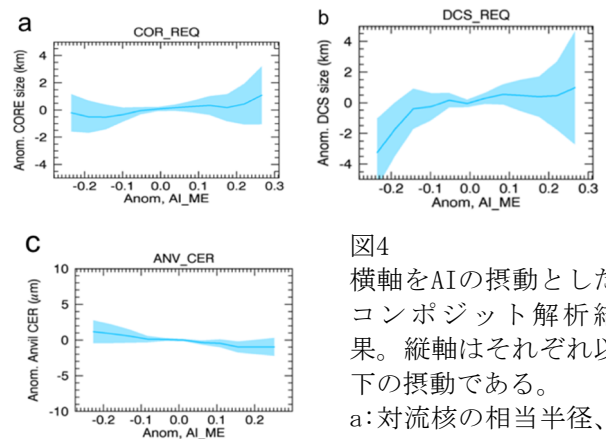


図4

横軸をAIの摂動としたコンボジット解析結果。縦軸はそれぞれ以下の摂動である。

- a: 対流核の相当半径、
- b: 対流雲の相当半径、
- c: アンビル領域の雲粒有効半径

6. まとめ

海大陸周辺で発生する対流雲に対するエアロゾルの影響を見るためにケルビン波や重力波といった時空間変動の影響を取り除くことを行った。その結果、先行研究で見られているような微物理学的効果によってアンビルが増加する様子が見て取れた。今後はエアロゾルの種類も考慮して研究を行う。また他の気象場の影響を併用して、どのパラメータが対流雲の各物理量に大きく寄与するのか調査する予定である。

参考文献

- [1] J. Fan., et al., 2013, *PNAS.*, **110**, E4581-E4590
- [2] H. Iwabuchi., et al., 2018, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **96B**, 27-42
- [3] T. Nakajima., et al., 2001, *GRL*, **28.7**, 1171-1174

謝辞

本研究のデータ処理の一部は情報通信研究機構のNICTサイエンスクラウドを用いて行われました。

ノイズの正規分布を仮定しない独自ガイダンスの作成

☆寺内俊平(青森地方気象台)

1. はじめに

気象庁がガイダンスの作成手法として採用している統計手法の一つにカルマンフィルタ(以下, KF)があり, ノイズを持つ観測の時系列データを元に, 非定常なシステムの現在の状態を推定する時系列解析手法の一つとして知られている。

ガイダンスの作成に KF を用いることの最大の利点は, 回帰式の係数を動的に推定することにより, モデルの更新やアメダスの地点変更等で説明変数や目的変数の傾向が変化したとしても, 係数が逐次的に最適な値になるように更新されていく点にある。2019 年現在では, 気温, 風, 平均降水量, 降水確率, 時系列湿度, 視程の各ガイダンスに KF が利用されている。

ただし, KF の短所の一つとして, 観測ノイズが正規分布に従うことを仮定していることが挙げられる。例えば, 降水量の場合では弱雨の場合の頻度の大きい誤差分布の影響が支配的となり, 回帰式は弱雨側の予測にフィッティングするように設定されるため, 予測頻度を実況頻度に合わせるための補正(頻度バイアス補正)が必要となってしまう。また, 頻度バイアス補正後の予測値は, 実況の頻度に合わせるように値を強める傾向にあり, 空振りが増える要因にもなる。そのため, 気象庁予報部(2018)ではノイズの正規分布を仮定しない手法の導入の必要性を提言している。

本研究では, 観測ノイズの非正規性に対応したフィルタリング手法を導入し, KF との比較を行ったので, その結果を報告する。

2. 実験手法

本研究では, 上述の非正規性に対応するフィルタリング手法として粒子フィルタ(北川, 1996)を導入する。粒子フィルタ(以下, PF)とは, 確率分布を多数の実現値で近似し, それぞれの粒子がモデルに従ってどのように変化するかをモンテカルロ法に基づき, シミュレートすることで予測分布の計算を実現する手法である。PF のアルゴリズム概略図を図 1 に示す。さらに, ハイパーパラメータを簡便に推定するための手段として, 矢野(2014)を参考に自己組織化状態空間モデル(以下, SOSSM)を粒子フィルタに組み込んだ手法も導入した。

今回の実験では, KF, PF 及び PF に SOSSM を組み込んだ 3 つの手法についてそれぞれ独自にガイダンスの作成を行い, 精度及び頻度分布について比較を行った。

また, 観測ノイズの非正規性を仮定するため,

PF アルゴリズムにおいて観測ノイズはコーシー分布に従うものとして計算を行った。コーシー分布は, 正規分布に比べて裾の重い分布であり, 外れ値を比較的多く含む母集団に対して有効であることが知られている。

なお, 比較手法として導入した KF について, 必要なパラメータであるシステムノイズの分散や観測ノイズの分散はすべて固定値とした。

3. 実験対象・使用データ

今回は KF で作成しているガイダンスの中で, 説明変数が比較的単純かつ出力値に頻度バイアス補正を行っている最大風ガイダンスに注目した。独自ガイダンスの作成対象地点として, 春先から秋にかけて暴風がしばしば観測される八戸特別地域気象観測所(以下, 八戸特地)を選定した。目的変数は八戸特地の風向・風速 10 分値から求めた前 3 時間における最大風の東西成分・南北成分とし, 説明変数は八戸特地の最近傍の格子点における MSM(12UTC 初期値)の風の東西成分・南北成分の予測値とした。式に表すと以下の通り。

$$U_g = \alpha_0 + \alpha_1 U_m + \alpha_2 V_m$$

$$V_g = \beta_0 + \beta_1 U_m + \beta_2 V_m$$

ここで, 添え字 g はガイダンスによる予測値, 添え字 m は MSM の予測値, α 及び β は回帰式の係数であることを示す。また, 添え字 0 はバイアス項であることを表している。

調査期間は 2017 年 3 月～2019 年 3 月の 2 年間とし, 回帰式の係数が観測値にフィッティングするまでの時間を考慮して, 検証期間は 2018 年 3 月～2019 年 3 月の 1 年間とした。

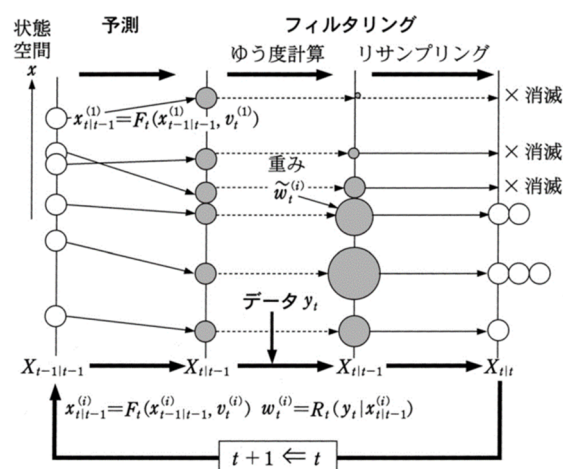


図1 PFアルゴリズムの概略図。○が解析値, ●が予測値を表す。樋口(2005)より引用。

4. 実験結果

表1はKF及びPFによるガイダンスと実況の2乗平均平方根誤差（以下、RMSE）を予報時間ごとにまとめたものである。表1からは、現業のガイダンスの成績には及ばないものの、KFよりもPFで作成したガイダンスのRMSEが全体的に小さく、良好な成績を上げていることがわかる。特に、KFによるガイダンスがほとんどモデル値を改善できていないFT=9の場合でも、PFによるガイダンスはモデル値を改善し、RMSEを減少させている。

表1 FT=9~18におけるKFによるガイダンスと、PF及びSOSSMを導入したPFによるガイダンスのRMSE。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。

	FT=9	FT=12	FT=15	FT=18
Fcst	2.99	3.66	4.62	5.03
Gui	1.96	2.12	2.52	2.51
KF	2.89	3.31	3.82	3.65
PF	2.38	2.79	3.18	3.23
PF+SOSSM	1.88	2.31	2.79	2.84

続いて、FT=15のガイダンスと実況を図2に示す。

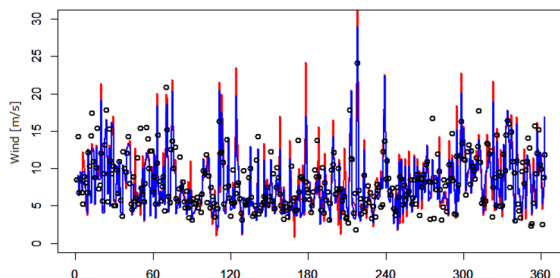


図2 ガイダンスと実況（黒丸）の比較。赤線がKFによるガイダンス、青線がPFによるガイダンスを示す。横軸は検証期間の経過日数を示し、縦軸は風速を示す。

図2を見ると、検証期間を通してKFによるガイダンスとPFによるガイダンスで予測特性に大きな差がないことがわかる。ただし、KFによるガイダンスによるガイダンスは度々実況よりも過大な予測をしているのに対し、PFによるガイダンスは比較的実況に近い値を予測できていることがわかる。これは、PFの観測ノイズに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と考えられる。

最後に、同じくFT=6~30の時のガイダンス及び実況の累積分布関数（以下、CDF）を図3に示す。

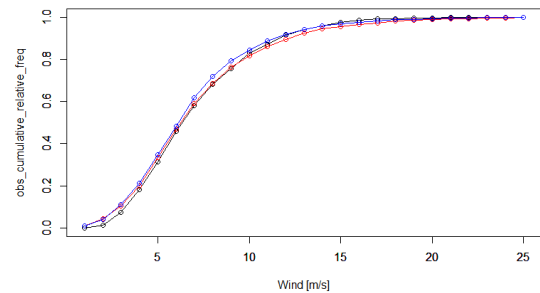


図3 ガイダンス及び実況のCDF。黒線が実況、赤線がKFによるガイダンス、青線がPFによるガイダンスのCDFを示す。

図3からは、今回の実験においては実況とガイダンスのCDFはほとんど一致しており、KFによるガイダンスとPFによるガイダンスのCDFにおいても大きな違いがないことがわかる。ただし、10m/s以上のCDFに着目すると、PFによるガイダンスのCDFはKFによるガイダンスのCDFに比べて、実況のCDFに近くなっており、やや強い風以上の場合は、KFによるガイダンスよりも実況を適切に予測できる可能性を示唆している。

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によるガイダンスに比べ、良好な成績を残しうることがわかった。

6. 今後の課題

今回は八戸特地1地点のみの検証であり、KFによるガイダンスのCDFも比較的実況に沿った形であったため、本研究の一番の目的である頻度バイアス補正を回避できるかどうかの調査は行えなかった。

今後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検討したい。

参考文献

- 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.
- 北川源四郎, 1996: モンテカルロ・フィルタ及び平滑化について. 統計数理, 44 (1), 31-48.
- 樋口知之, 2005: 粒子フィルタ. 電子情報通信学会誌, 88 (12), 989-994.
- 矢野浩一, 2014: 粒子フィルタの基礎と応用: フィルタ・平滑化・パラメータ推定. 日本統計学会誌, 44 (1), 189-216.

題目番号 19

X-MP レーダで捉えられた雷雲内の微細構造について(福島県北部 2019 年 6 月 5 日の事例)

☆酒井 貴紘 (福島地方気象台)

1. はじめに

Xバンドマルチパラメータレーダ(X-MP)は、二重偏波レーダとも呼ばれ、水平、垂直偏波面におけるレーダ反射因子 Z_{HH} 、 Z_{VV} を観測できる。そのため、従来の単一偏波(水平偏波のみ)では観測できなかった降水粒子の情報を得られるようになった。さらに、Xバンドは、空間解像度がCバンドよりも高く、雲内の微細構造を調べることに適している。その X-MP レーダが福島市周辺では、東北地方の中でも密に配置されている(図 1)。

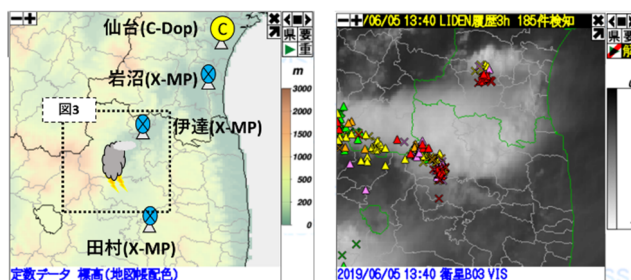


図 1 福島周辺の各レーダ設置位置

2. 概況(2019 年 6 月 5 日)

トラフが接近し、前面で下層に暖湿が入る中で上空に寒気が入っていた(図 5)。そのため昼過ぎに $SSI = -2 \sim -4^{\circ}C$ 程度で、大気の状態が非常に不安定となり、積乱雲が発達した。

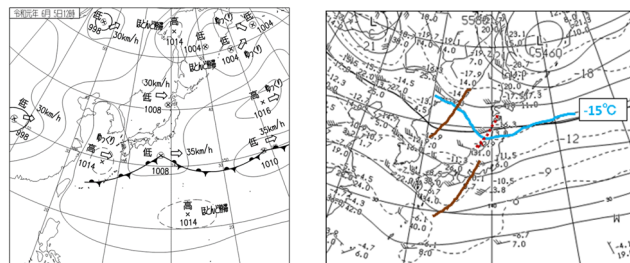


図 4 地上天気図

図 5 500hPa 面 高層天気図

5 日 09JST

5 日 09JST

3. 大気環境場の評価(スーパーセル(SC)型になるか?)

今回の発達した雷雲は、SC 型(一般に、上昇流の領域に過渡 $1 \times 10^{-2} / s$ 以上の回転流を伴う=メソサイクロン(MC)を持つ積乱雲と定義される,気象庁 1993)になり得るような環境場だったか? について、CAPE、SReH(環境場の鉛直シアによって形成される水平過度を見積もり、それが積乱雲内に取り込まれる程度を示すパラメータ。日本で発生する SC は、ほとんどが環境風の鉛直シアのもつ水平過度の立上げにより下層に MC を生成することによる(新野,2001)図 4 参照)、SC 型ストームになるような環境場であったかを確認した。CAPE は、1000 程度とやや大きい値となっているが、先行研究と比較するとやや小さい。特に、SReH は先行研究と比べて小さく、12 時~15 時の若松 WPR から求めた SReH も $58(m^2/s^2)$ が最大であった。しかし、SC の発生時、下限値として良く使われる大野(2001)の 150 以上は、北米乾燥域の値であり、日本のような湿潤場の SReH はどの程度がいいのか? 検討が必要である(気象庁,2007)。

表・1 本事例の福島市付近の各指数(メソ解析値)と竜巻発生時の先行研究との比較

指数	5日 12時 15時 (メソ解析値)	鈴木ら(2000) 1990年に 関東地方で竜巻 があった事例	柴田(2006) 2001年 埼玉県で発生 した竜巻事例	大野(2001) 米国でSC 発生の下限	竜巻付加の 閾値 S:仙台 F:福島
CAPE(J/kg)	1000程度 1000程度	1600	404	-	S:800以上 F:1500以上
SReH (m^2/s^2)	10程度 50程度	310	133	150以上	S:160以上 F:なし

4. X-MP レーダで捉えられた雷雲内の渦・降水粒子

図 6 に SC 型ストームの概念図を示す。この概念図と X-MP レーダで捉えられた雷雲内の特徴を比較する。特に、竜巻が発生する直前にできるとされるメソサイクロンを X-MP レーダから詳しく調べた。図 7(a)から今回の SC は、13:28 頃からフックエコー

2019 年 6 月 5 日の 12 時~14 時にかけて、複数の X-MP レーダ一探知内である中通り北部で雷を伴う発達した積乱雲が捉えられた(図 1,2)。図 3(a),(b)の赤破線に着目すると、仙台(C-Dop)より、田村(X-MP)の方が積乱雲に近く、低高度かつ高時空間分解能な観測ができていた。この積乱雲は、雲内(下層)にメソスケールの渦(メソサイクロン)があり、スーパーセル型ストーム(SC)の特徴があった。一方、C-Dop では、メソサイクロンを検出していなかった。この雷雲内を「X-MP レーダで解析し、降水粒子情報や高時空間分解のドップラー速度によって何が見えるのか?」を本調査の目的とした。

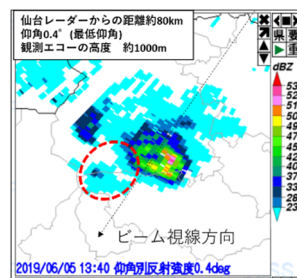


図 3(a) 仙台(C-Dop)反射強度(dBZ)

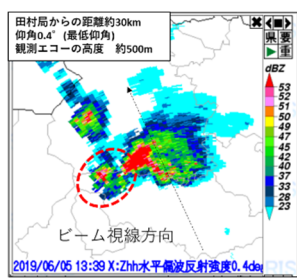


図 3(b) 田村(X-MP)反射強度(dBZ)

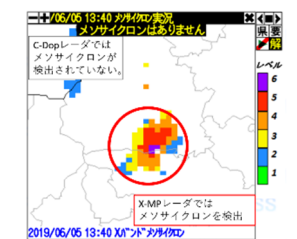


図 3(c) C-Dop,X-MP メソサイクロン検出

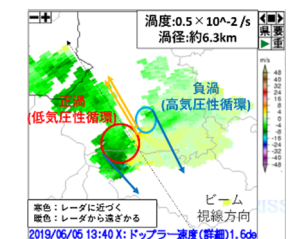


図 3(d) 田村(X-MP)ドップラー速度(m/s)

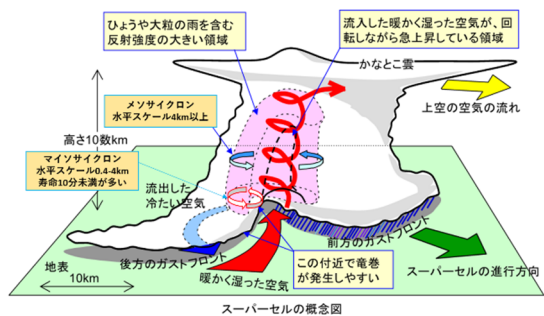


図 6 スーパーセル型ストーム及び MC、miso-C の概念図

(H19.3 気象庁報道発表資料より引用し、加筆)

が見られた。さらに、SC からの冷氣外出流の先端で、新たなセルが発生していることが分かる(図 7a,b)。最盛期の 13:36 頃には、明瞭なフック状エコーと正・負の渦対を持つ下層 MC、さらにガストフロント先端、もしくは後面下降流(RFD)の先端に渦径が 0.62km 程度、渦度が $8.6 \times 10^{-2}/s$ (図 7e)のマイソサイクロン(miso-C)と思われる渦が確認できた(図 7c,d,f)(渦の検出にはランキン渦を仮定した)。この miso-C は、SC(親雲)上昇流域とはつながっていないように見えた。

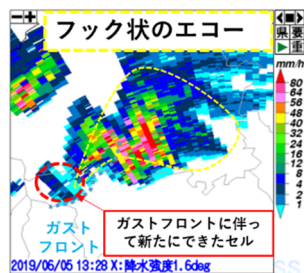


図 7(a) 13:28 田村(X-MP)反射強度(dBZ)

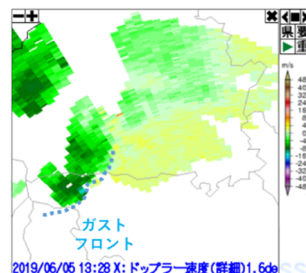


図 7(b) 13:28 田村(X-MP)ドップラー速度(m/s)

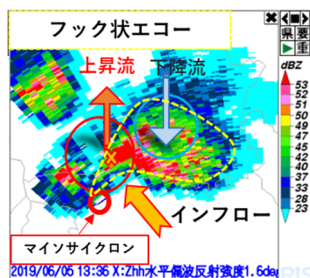


図 7(c) 13:36 田村(X-MP)反射強度(dBZ)

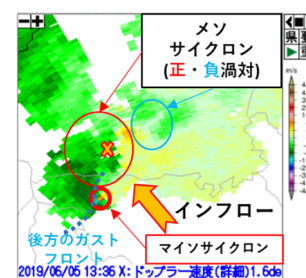


図 7(d) 13:36 田村(X-MP)ドップラー速度(m/s)

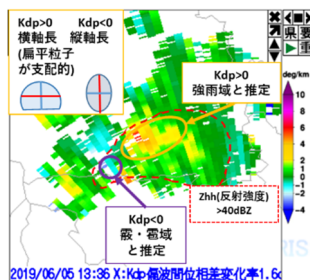


図 7(e) 13:36 田村(X-MP)から推定された地上付近の降水粒子

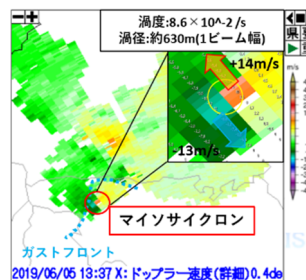


図 7(f) 13:36 田村(X-MP)ドップラー速度(m/s)詳細

【参考文献】

- ・突風に関する防災気象情報の作成に係る支援資料について(平成 19 年 4 月 20 日付 事務連絡) 別添 2・2012 年 7 月 5 日に弘前市で F1 規模の被害をもたらした竜巻の発生要因について:梅原,2012
- ・2016 年春季大会シンポジウム「竜巻の観測・予測の現状と将来」の報告:益子,2016.・XRAIN を利用したメソサイクロン検出(第 67 回運動学的予測グループ資料).
- ・気象と大気のリモートセンシング. 深尾ほか.・竜巻のシミュレーション:現状と課題:新野ほか, 2005.第 54 回理論応用力学講演会.

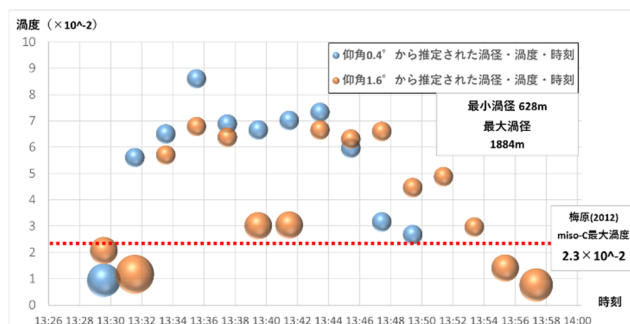


図 8 miso-C の渦径・渦度・観測時刻

また、偏波情報等から地上付近の霰・雹域($Kdp < 0$)の可能性が高い領域、および強雨域($Kdp > 0$)を推定することができた(図 7e)。

次に miso-C の下層渦の時間変化を求めるため、仰角 0.4° (最低仰角)と仰角 1.6° で miso-C を追跡し、渦径・渦度を求めた(図 8)。その結果、今回観測された miso-C の寿命(渦度が $5.0 \times 10^{-2}/s$)以上の期間)は、13:33 頃～13:54 頃までの約 20 分間程度であり、特に 13:33 頃～13:48 頃の 10 分程度が特に渦径が小さかった。13:51 以降は仰角 0.4° (最低仰角)では、速度差が周辺の環境場と区別できなくなり、渦を追跡することができなかった。梅原(2012)は、2012 年 7 月 5 日弘前市で F1 規模の被害をもたらした竜巻について、その親雲を NHM を用いて調べた。250m の高水平解像度で計算した結果、積乱雲からのガストフロントの先端にできた miso-C を再現した。さらに、降水域が S 字状になったタイミングで miso-C の渦度は最大 $2.3 \times 10^{-2}/s$ となった。これは、本事例の X-MP から求めた渦度のオーダーとよく一致していた。

5.結果と考察

今回は、環境場の SReH が先行研究等と比較して小さいにも関わらず、MC/miso-C が発生した事例である点が興味深い。竜巻の直前現象としてみられる miso-C は、親雲からのガストフロントもしくは RFD の先端に発生しており、miso-C の鉛直渦生成は、ガストフロントの先端の水平渦の立ち上がりによるものと考えられる。さらに、親雲の上昇流による引き伸ばし効果の程度が渦強化のカギとなるが、これは数値実験による検証が必要である。また、本事例では C-Dop のメソサイクロン検出は、検出なしだったが、X-MP レーダのメソサイクロン検出では、検出できていた(Level6 もある)(図 3c)。したがって、竜巻発生直前予測を向上のためには、低仰角、高時空間分解能のレーダで MC/特に miso-C を監視することが重要であると考えられる。X-MP レーダで求めた積乱雲の微細構造の観測結果は、NHM の再現実験の妥当性を検証し、暖候期の福島 MC/miso-C 発生環境場を理解するために有用である。