

# 2020年度秋季大会講演予稿集

会期：2020年10月25日(日)～10月31日(土)  
オンライン開催

118

2020年10月

日 本 気 象 学 会

# Cloudy-SRV

数年前に調達したFibre Channel、SASの外部ストレージが保守切れになり、新しい外部ストレージの調達を検討されていませんか？ 科研費にも厳しい制約が課せられる現在、従来のサーバ、ストレージ調達と少し視点を変えることで、効果的な機材更新が可能になります。

Cloudy-SRVはNASとして企画されましたが、Intel® Scalable Xeon®をデュアル搭載可能、外部FC接続よりも高速なストレージ内蔵のサーバをベースにしています。ファイルサーバ用途にはXeon Silver、演算用途にはXeon Goldをご選択ください。

## ニューテックオリジナルのミラーリングユニットを標準搭載



### LINEUP

品名	型名
Cloudy-SRV 16TB×35 Silver	NCS16T35-4U-S
Cloudy-SRV 16TB×35 Gold	NCS16T35-4U-G
Cloudy-SRV 16TB×12 Silver	NCS16T12-2U-S
Cloudy-SRV 16TB×12 Gold	NCS16T12-2U-G

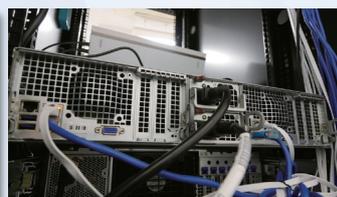
### 製品仕様 ※CPUは選択可能(通常1CPU)

- Xeon Silver 4210 (10core/20T/2.2GHz) 最大2CPU
- Xeon Gold 6234 (8core/16T/3.4GHz) 最大2CPU
- DDR4-2666 32GB (Max 1.5TB)
- SAS12Gbps Backplane/Expander
- Data用: 3.5"×35slot: MAX 3Peta Byte (4U)
- Data用: 3.5"×12slot: MAX 840TByte (2U)
- OS用: 3.5"1 slot (2.5"×3 Triple Mirror) (4U)
- OS用: 2.5"×2 Mirror (2U)
- OSディスクは256GB-SSDを利用
- RAIDレベル(0/1/5/6/10/50/60)
- 1280W×2 (4U)、920W×2 (2U)
- 10Gbase-T (RJ45) 標準装備
- Linux (Redhat, Cent, Ubuntuインストール可能)

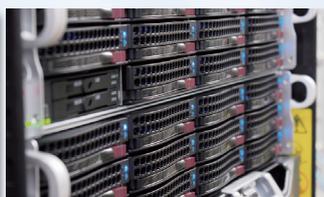
## フルオーダーストレージサーバの導入事例



名古屋大学  
宇宙地球環境研究所



京都大学  
医学研究科



国立極地研究所  
昭和基地



理化学研究所  
計算科学研究機構

CPU演算/GPU演算

演算+共有ストレージ

HDDスクリーニング

#### 納入実績例

- 創薬シミュレーションサーバ
- 気象データ集積サーバ
- 衛星データ蓄積サーバ

●仕様、デザインは、予告なく変更することがあります。 ●一般に、各商品名は各社の登録商標または商標です。

■その他、各種ストレージを取り揃えております。カタログのご請求や製品についてのお問い合わせは、弊社第一営業部一課(学術研究機関担当)まで

導入からサポートまでストレージのことならニューテックへ

**株式会社ニューテック** 〒105-0013 東京都港区浜松町2-7-19 KDX浜松町ビル <https://www.newtech.co.jp>

第一営業部一課 担当:久保田・松田・三島 Tel:03-5777-0852 Fax:03-5777-0853 E-mail:academic@newtech.co.jp

## 高品質な気象観測システムで 人と自然を守り、地球観測の未来を拓く。



新製品

### 気象庁型式証明取得！ H29年度より気象庁殿に納入 Pt アスマン通風型乾湿計

水銀レス、乾球と湿球の温度センサーに白金測温抵抗体 (Pt100Ω) を使い、乾球温度、湿球温度、相対湿度および露点温度をデジタル表示



### 重量式雨量計プルービオ<sup>2</sup>

時間 1000mm の豪雨も正確測定  
霧雨、雨、霰、霰、雪など、降水の状態を問わず高精度に測定  
降雨強度 (毎分及び毎時) の出力可能



新製品

### 気象庁型式証明取得品！ 電子制御ヒータ式雨雪量計

温式雨量計と同等の融雪性能  
デジタル制御により複数の内部ヒータを統合的に制御  
常に融雪に適した機器温度を維持。  
外筒は簡単で確実なコネクタ式を採用しメンテナンスが容易



### 現在天気計パーシベル<sup>2</sup>

「霧雨・雨・霰・霰・雹・雪」  
全ての降水現象を帯状レーザを通過する状態から判別  
判別した降水現象をWMO天気コードで出力可能

気象・水象観測機器とシステムソリューションを提供する

**ANEOS株式会社**  
www.aneos.co.jp

ClassNK JAB  
ISO 9001  
登録番号: 06-209  
ANEOSは、(株)日本エレクトリック・インスルメントと  
(株)小笠原計器製作所が合併した新しい社名です。

本社・工場 〒152-0001 東京都目黒区中央町1-5-12  
渋谷営業所 〒150-0044 東京都渋谷区円山町16-1  
東北営業所 〒980-0011 仙台市青葉区上杉1-9-11  
関西営業所 〒532-0012 大阪市淀川区木川東3-5-21  
九州営業所 〒814-0012 福岡市早良区昭代1-18-8

TEL:03-5768-8251(代) FAX:03-5768-8261  
TEL:03-3496-1977(代) FAX:03-3496-1987  
TEL:022-227-7805(代) FAX:022-264-4145  
TEL:06-6309-8251(代) FAX:06-6309-8268  
TEL:092-833-3311(代) FAX:092-833-3310

# MS-80, 日射計の最高峰。

## 高精度, 高速応答を実現

ISO9060:2018 クラスA準拠



MS-80  
精密全天日射計

標準  
5  
年  
長期保証  
保証期間中の  
乾燥剤交換は不要です

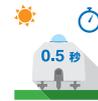


感度変化0.5%以下\*  
\* 5年間にわたる長期安定性



各種インターフェースに対応

電圧mV出力, 電流4-20mA出力, デジタル出力 (Modbus)



高速応答

わずか0.5秒 (95%応答)



低ゼロオフセット

外気温変化にきわめて強い



寒冷地対応

ファン、ヒーター オプション



ファン、ヒーター付

本体のみ

気象・環境の様々な計測ニーズにお応えします

Spectrally flat class C  
日射計  
(旧 Second class)

小型日射センサー



Fast response & spectrally flat class A  
直達日射計  
(旧 First-class)

分光放射計



長短波放射計



精密赤外放射計



熱流計



全天日射計を作り続けて60年、英弘精機の日射計、日照計は気象庁のネットワーク観測システムである  
「地上気象観測」、「地域気象観測(アメダス)」にも採用されています

# 日本気象学会 2020 年度秋季大会 協賛企業・団体等一覧

今大会の開催にあたり，以下の企業・団体からご協賛を頂きました（2020年9月23日現在；50 音順）．厚く御礼申し上げます．

**ANEOS株式会社**

**英弘精機株式会社**

**株式会社ニューテック**

（五十音順）

# 日本気象学会 2020 年度秋季大会

## (オンライン開催)

2020 年度秋季大会は、新型コロナウイルス感染症対策のため、インターネットを介したオンライン開催とします。

会期：2020 年 10 月 25 日（日）～10 月 31 日（土）

大会担当機関：関西支部，講演企画委員会，電子情報委員会

大会委員長：木俣 昌久（大阪管区気象台）

当日の連絡先：準備中。確定後大会ページ (<https://www.metsoc.jp/meetings/2020a>) にて公開予定。

### 研究発表および聴講：

講演者によって大会ウェブページにアップロードされた講演資料を閲覧し、大会ウェブページ上で質疑を行うオンデマンド方式で実施します。講演や議論には学会の G Suite に含まれる Meet や Chat を使用することもできます。また、上記に加えて、ウェブ会議システム (Zoom) を用いたリアルタイムの口頭発表も行います。

### 気象学会 G Suite アカウント

本大会では、学会の G Suite アカウントを使用します。学会 G Suite アカウントをお持ちでない方は、学会会員サイトから G Suite アカウント申請をお願いします。

<https://www.metsoc.or.jp/membersite/>

会員でない方の参加には、Google アカウントが必要です。Google アカウントを既にお持ちの方は、それを使うことができます。

### オンライン大会ウェブページ (随時更新)

大会プログラムの他、講演資料のアップロード、講演・聴講方法についての説明をご覧いただけます。参加の際には、必ずご覧いただくようお願いいたします。

<https://sites.google.com/metsoc.or.jp/atm2020/home>

ご質問等おありの方は、下記メールアドレスか、問い合わせフォームよりご連絡ください。

メールアドレス [kouenkikaku2020a@mri-jma.go.jp](mailto:kouenkikaku2020a@mri-jma.go.jp)

問い合わせフォーム <https://sites.google.com/metsoc.or.jp/atm2020/contact>

# 大会行事予定（オンライン開催）

( ) 内は講演番号と講演数

オンデマンド講演は大会ページ (<https://sites.google.com/metsoc.or.jp/atm2020/>) で閲覧できます。

オンライン口頭発表には Zoom を使用します。詳細は大会ページで確認ください。

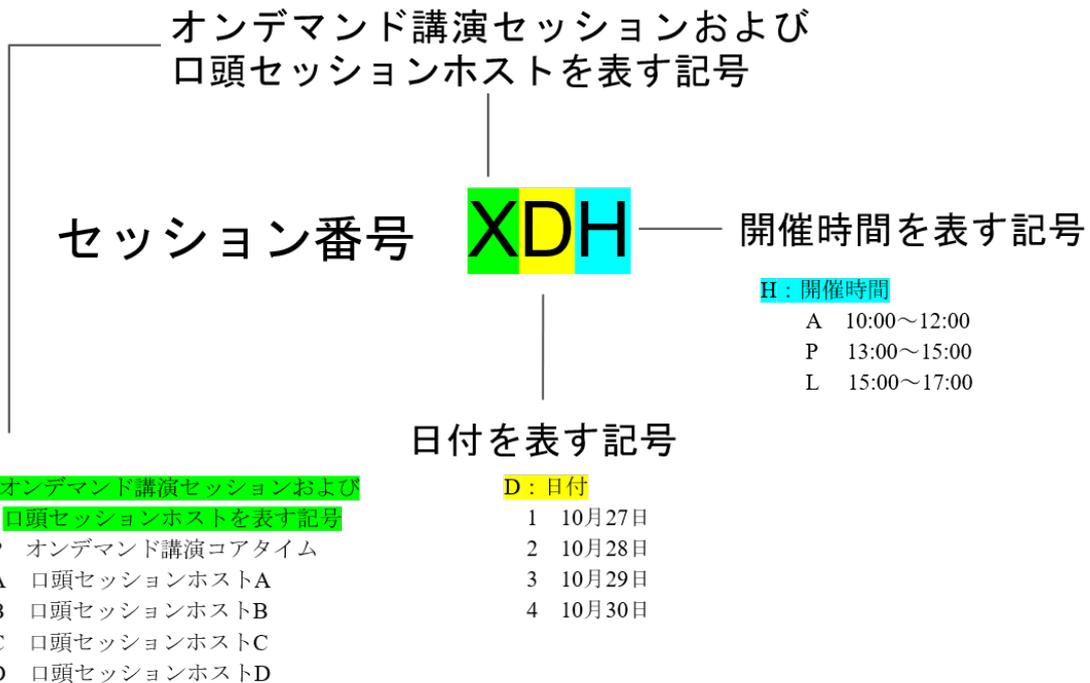
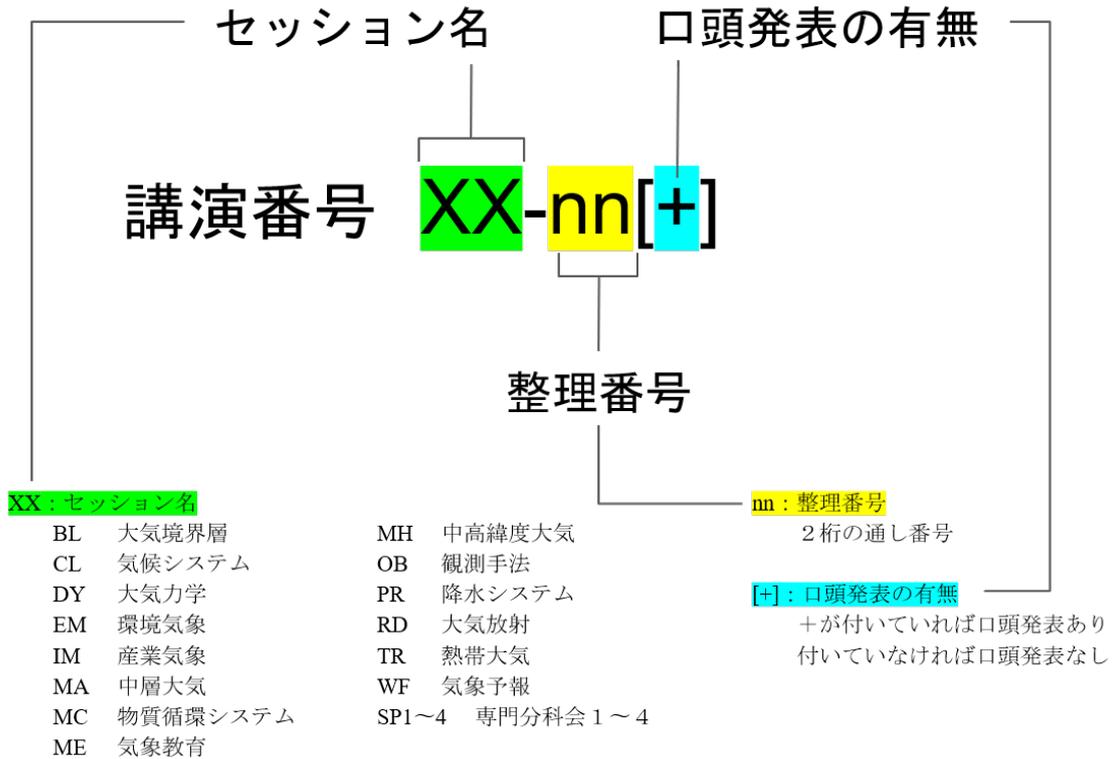
		ホストA	ホストB	ホストC	ホストD
10月25日 (日)	09:00～ 12:00	オンデマンド講演			
	13:00～ 17:00	オンデマンド講演			
10月26日 (月)	09:00～ 12:00	オンデマンド講演			
	13:00～ 17:00	オンデマンド講演			
10月27日 (火)	09:00～ 09:20	理事長挨拶・大会委員長挨拶 (ホストA)			
	09:20～ 12:00	堀内賞・正野賞・山本賞・小倉奨励賞授賞式 (ホストA) 堀内賞・正野賞・山本賞受賞者記念講演 (ホストA)			
	13:00～ 15:00	PIP オンデマンド講演コアタイム (48) 環境気象(EM), 観測手法(OB), 気候システム(CL)のうち奇数番号 専門分科会4「気象情報高度化時代の「わかる」工夫」(SP4)の全講演			
	15:00～ 17:00	学会賞, 藤原賞, 岸保・立平賞受賞者記念講演 (ホストA)			
10月28日 (水)	10:00～ 12:00	P2A オンデマンド講演コアタイム (58) 環境気象(EM), 観測手法(OB), 気候システム(CL)のうち偶数番号 専門分科会2「霧研究の現状と展望」(SP2)の全講演			
	13:00～ 16:00	A2P 専門分科会2 「霧研究の現状と展望」 (SP2, 13)	B2P 熱帯大気 (TR, 10)	C2P 気象予報 (WF, 8) 物質循環システム (MC, 4)	D2P 降水システム (PR, 10)
10月29日 (木)	09:00～ 12:00	A3A 専門分科会1 「宇宙からのエアロゾル・雲・降水観測の未来」 (SP1, 8)	B3A 環境気象 (EM, 3) 観測手法 (OB, 7)	C3A 気候システム (CL, 10)	D3A 降水システム (PR, 5) 大気境界層 (BL, 5)
	13:00～ 15:00	P3P オンデマンド講演コアタイム (62) 気象教育(ME), 気象予報(WF), 降水システム(PR)のうち奇数番号 専門分科会1「宇宙からのエアロゾル・雲・降水観測の未来」(SP1)の全講演			
	15:00～ 17:00	P3L オンデマンド講演コアタイム (48) 大気境界層(BL), 大気放射(RD), 大気力学(DY), 中高緯度大気(MH), 中層大気(MA), 熱帯大気(TR), 物質循環システム(MC), 産業気象(IM)のうち奇数番号			
10月30日 (金)	09:00～ 12:00	A4A 専門分科会3 「静止軌道からの地球 環境観測」 (SP3, 9)	B4A 熱帯大気 (TR, 8) 大気放射 (RD, 2)	C4A 気候システム (CL, 9) 気象教育 (ME, 2)	D4A 大気力学 (DY, 2) 中高緯度大気 (MH, 5) 中層大気 (MA, 3)
	13:00～ 15:00	P4P オンデマンド講演コアタイム (51) 気象教育(ME), 気象予報(WF), 降水システム(PR)のうち偶数番号 専門分科会3「静止軌道からの地球環境観測」(SP3)の全講演			
	15:00～ 17:00	P4L オンデマンド講演コアタイム (42) 大気境界層(BL), 大気放射(RD), 大気力学(DY), 中高緯度大気(MH), 中層大気(MA), 熱帯大気(TR), 物質循環システム(MC)のうち偶数番号			
10月31日 (土)	09:00～ 12:00	オンデマンド講演			
	13:00～ 17:00	オンデマンド講演			

発表件数：309 件（専門分科会 47，一般発表 262）

当大会予稿集に掲載された著作物については、以下の規程「日本気象学会の刊行物に掲載された著作物の利用について ([https://www.metsoc.jp/teikan/MSJ\\_kitei\\_copyrighpolicy.pdf](https://www.metsoc.jp/teikan/MSJ_kitei_copyrighpolicy.pdf))」に準じます。

本プログラムの記載内容に関する問い合わせは、〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1 気象研究所内 講演企画委員会 (E-mail: kouenrikaku2020a@mri-jma.go.jp) まで

# 講演番号とセッション番号の見方



## 講演の方法

大会ウェブサイトにも講演方法の詳細を掲載しています。必ずご覧いただくようお願いいたします。

<https://sites.google.com/metsoc.or.jp/atm2020/instruction>

### オンデマンド講演

- ・ 大会ウェブサイト上に掲載された発表資料を閲覧し、発表資料にコメントを残すことで質疑応答を行います。
- ・ 講演者は G Suite の Meet や Chat を使って、オンラインの質疑応答の場を設定することも可能です。
- ・ 気象学会会員は、気象学会が発行する G Suite アカウントが必要になります。
- ・ 気象学会非会員は、通常の Google アカウントが必要になります。

### 口頭発表

- ・ Zoom を使用したウェブ会議システムによってオンライン上で口頭発表を行います。
- ・ 講演 1 件あたりの持ち時間は 14 分 (講演 11 分・質疑 3 分) です。

### 専門分科会

- ・ オンデマンド講演に加えて、「宇宙からのエアロゾル・雲・降水観測の未来」、「霧研究の現状と展望」、「静止軌道からの地球環境観測」については口頭発表を行います。発表時間等の詳細については世話人からの指示に従ってください。

### 注意事項

- ・ 講演にあたり、予め以下の点をご了承ください。
- ・ インターネット接続環境、オンデマンド講演・口頭発表に必要なパソコン、マイク、スピーカー等の機材は各自で準備して下さい。
- ・ 突然の故障や接続の際のトラブルが発生した場合、座長の判断で発表順の繰り下げなどの対応をとることがあります。トラブルへの備えは講演者自身で行って頂くようお願いいたします。

## お知らせ

(領収証等の送付について)

参加者には、事前に領収証を電子媒体 (PDF) で送付します。紙媒体の領収書が必要な場合は、講演企画委員会 (kouenkikaku2020a@mri-jma.go.jp) までご連絡ください。

(電子版予稿集について)

参加者には、領収書と合わせて「講演予稿集ダウンロード用パスワード」を事前送付します。

## 専門分科会の概要紹介

### 宇宙からのエアロゾル・雲・降水観測の未来

オンライン口頭発表日時：

2020 年 10 月 29 日 (木) (大会第 3 日) 9:00~12:00

オンデマンド講演コアタイム日時：

2020 年 10 月 29 日 (木) (大会第 3 日) 13:00~15:00

趣旨：大気科学において欠かせない観測となった衛星観測は、近年では様々な衛星のデータを組み合わせた研究が盛んになっている。エアロゾル・雲・降水については、必ずしも衛星ミッション設計に分野横断的な視点が生かされてこなかったが、地球温暖化等の課題に対しては、それらを総合的に考えることが必須である。米国の Decadal Survey でも大気科学分野の重要課題として Aerosols and Clouds, Convection and Precipitation (ACCP) が挙げられ、NASA では 2028 年頃の衛星打ち上げを目指した検討が行われている。一方、日本でも高精度降水マップやエアロゾル同化プロダクトなどが社会に広く利

用され重要なインフラとなっている。本専門分科会では、エアロゾル・雲・降水の研究者が集い、最新の観測とモデリングの研究成果を共有し、この分野の将来の衛星観測について議論を行う。

世話人：高橋暢宏 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)、岡本創 (九州大学応用力学研究所)、鈴木健太郎 (東京大学大気海洋研究所)、高薮縁 (東京大学大気海洋研究所)、西澤智明 (国立環境研究所)、樋口篤志 (千葉大学環境リモートセンシング研究センター)、増永浩彦 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)、山地萌果 (宇宙航空研究開発機構)

### 霧研究の現状と展望

オンライン口頭発表日時：

2020 年 10 月 28 日 (水) (大会第 2 日) 13:00~16:00

オンデマンド講演コアタイム日時：

2020 年 10 月 28 日 (水) (大会第 2 日) 10:00~12:00

**趣旨：**古くから霧は、人の生活や環境問題と密接に関わっており、気象観測や数値シミュレーションからアプローチされた研究が多く存在する。地球温暖化などの影響で近年は霧の出現頻度も全国的に減少している報告がある一方で、たとえば航空・船舶・自動車の濃霧による交通障害は今でも突発的に出現し、問題となる。霧は発生メカニズムの違いによって、放射霧・移流霧・蒸気霧・滑昇霧・前線霧などに分類されるが、それらの物理的または化学的特徴が長年にわたり調査されてきた。これまで気象学会では、1998年度春季大会で霧研究に関する専門分科会が開かれたが、20年以上が経過し、霧に関する新たな知見と課題の共有が必要と考える。本分科会では、日本および世界の陸上や海上を覆う霧を、現地観測・データ解析・数値シミュレーションなど様々な手法により物理学、化学、さらにはエアロゾルや境界面との相互作用を含めた多様な学術分野の情報交流を推進することを目指す。

**世話人：**大橋唯太（岡山理科大学）、伊藤純至（東北大学）、堅田元喜（茨城大学）、重田祥範（鳥取環境大学）、菅原広史（防衛大学校）、名越利幸（岩手大学）

### 静止軌道からの地球環境観測

**オンライン口頭発表日時：**

2020年10月30日（金）（大会第3日）9:00～12:00

**オンデマンド講演コアタイム日時：**

2020年10月30日（金）（大会第3日）13:00～15:00

**趣旨：**約36,000km上空で地球の自転と同期して回転する軌道は、赤道上に見かけ上静止しているように見える。地球からの距離が遠いという欠点があるが、同一箇所を連続的に計測できる利点を有するため、静止軌道は「ひまわり」やGOESシリーズ等、静止気象衛星の観測位置として定着している。近年の静止気象衛星の機能強化に加えセンシング技術の進化も相まって、静止軌道から地球環境を観測する意義がこれまで以上に高まっている。本分科会では静止気象衛星（イメージャ）に限らず、静止軌道からの地球環境計測について、

会員からの自由なアイデアの提示を通じ、静止軌道からの観測の意義について改めて議論したい。

**世話人：**樋口篤志（千葉大学環境リモートセンシング研究センター）、今須良一（東京大学大気海洋研究所）、牛尾知雄（大阪大学工学研究科）、佐藤正樹（東京大学大気海洋研究所）、高橋暢宏（名古屋大学宇宙地球環境研究所）、高藪縁（東京大学大気海洋研究所）、別所康太郎（気象庁観測部気象衛星課）、本多嘉明（千葉大学環境リモートセンシング研究センター）、中島正勝（宇宙航空研究開発機構 宇宙利用統括付き）、中島孝（東海大学情報技術センター）

### 気象情報高度化時代の「わかる」工夫

**オンデマンド講演コアタイム日時：**

2020年10月27日（火）（大会第1日）13:00～15:00

**趣旨：**観測技術の精度向上・緻密化、計算処理の高速化、通信および保存の大容量化はとどまるところを知らず、今なお現在加速中である。

一方どんなに緻密で充実した気象情報が流通しても、それを受け取った人間が迅速に認識して的確に現状把握し、適切な行動を起こせなければ意味は無い。

人間の五感と理解度、さらには判断力や行動力の現実的な限界値を意識した、気象情報の有効通信情報量の最大化および小型軽量化とスピードアップ等について、あらゆる学術方面からの研究知見の集約と新規構想の議論を展開致したい。

**世話人：**上田博康（（一社）日本気象予報士会）、太田佳似（（一社）日本気象予報士会）、岡田登志恵（（一社）日本気象予報士会）、岡留健二（（一社）日本気象予報士会）、川邊昭治（（一社）日本気象予報士会）、楠田雅紀（（一社）日本気象予報士会）、佐藤知生（（一社）日本気象予報士会）、實本正樹（（一社）日本気象予報士会）、難波良彰（（一社）日本気象予報士会）、平松信昭（（一社）日本気象予報士会）

---

## 研究会のお知らせ

大会期間中に研究会が予定されています。興味のある方はご自由にご参加下さい。

### 第8回気象学史研究会

**日時：**2020年10月29日（木）18:00～20:00

オンライン（リアルタイム）開催

**テーマ：**「明治創設期の測候所と気象学：期待と役割—旧測候所保存資料から探る」

**趣旨：**日本の近代気象事業は明治初年に創始され、まもなく150年になろうとしている。その草創期において、気象学が如何なるものと考えられていたのか、気象事業や各地測候所に何が期待されたのか、それらに対しどのような活動が行われたのかを理解

することは、今日に至る気象事業発展の歴史と方向性、さらにはその将来を展望するためにも重要である。このため各種資料に記録された当時の気象事業の諸活動やそれらをめぐる人々の発言を知ることが必要となる。

本研究会では、1879（明治12）年、初めて県営として創設された広島県広島測候所（現・広島地方气象台）の旧所蔵資料を元にして近代気象事業創設期の気象学・地方測候所に課せられた役割・かけられた期待を探求した研究が紹介される。また、同資料を現在所蔵する広島市江波山気象館の

活動とその所蔵資料概要が紹介される。草創期の気象事業展開の模索の中で、その方向性が形成されていく過程を議論する。

講演要旨を気象学史研究連絡会ウェブサイトに掲載いたします。

#### プログラム:

「広島市江波山気象館所蔵の気象学史的資料」

遠藤正智（広島市江波山気象館）

「草創期における気象観測所の役割と期待：広島測候所を事例に」

宮川卓也（広島修道大学）

司会：財城真寿美（成蹊大学）

日本気象学会員であるか、秋季大会に参加するかどうかに関わらず、関心のある方はどなたでもご参加いただけます。参加費は無料です。参加を希望される方は事前申し込みをお願いいたします。参加申し込み方法等は気象学史研究連絡会ウェブサイトに掲載いたします。

<https://sites.google.com/site/meteorolhistoryjp/>

連絡先：山本哲（研究連絡会世話人・元気象研究所）  
気象学史研究連絡会ウェブサイトの問い合わせフォームをご利用ください。

<https://sites.google.com/site/meteorolhistoryjp/>

---

## 保育施設の利用について

気象学会では、大会期間中の保育施設利用費用の一部補助を行います。

学会からの保育補助は下記の保育支援ガイドラインに則ります。

[https://www.metsoc.jp/jinzai/files/childcare\\_support\\_guideline.pdf](https://www.metsoc.jp/jinzai/files/childcare_support_guideline.pdf)

保育施設への申込は直接利用者個人で行ってください。補助の申請は事前に気象学会事務局・下記担当者

へ10月22日（木）までにご連絡下さい。

保育施設の利用を検討されている方は、お気軽に担当者にお問い合わせください。

連絡先 気象学会事務局

E-mail: [chief@metsoc.jp](mailto:chief@metsoc.jp)

TEL: 03-3216-4403

---

## 2021年度春季大会の予告

2021年度春季大会は、2021年5月18日（火）～5月21日（金）に筑波大学で開催される予定です。大会告示は「天気」12月号に掲載予定です。なお、春季大会の講演申込締切は2021年2月頃となる予定です。

一般発表

CL-01+	岩切 友希 (東大AORI)	多年ラニーニャ現象による夏季日本の気温影響
CL-03	高橋 信人 (宮城大)	JRA-55再解析から算出した全球の前線帯分布
CL-05	加藤 茜 (三重大学院生物資源)	全球規模で見るテレコネクションとGDP成長率の共変動
CL-07	石崎 紀子 (NIES)	日本域の日データを対象としたバイアス補正手法の検討
CL-09	高谷 祐平 (気象研)	ENSO-アジアモンスーン関係の再考
CL-11+	堀田 陽香 (東大AORI)	雲システム解像モデルNICAM-SPRINTARSを用いた水雲-エアロゾル相互作用の全球的評価
CL-13+	川合 秀明 (気象研)	亜熱帯下層雲の放射冷却は夏季の亜熱帯高気圧を強化するか?
CL-17	菅野 湧貴 (一財) 電力中央研究所)	温位面での質量加重付き東西平均に基づく大気エネルギーサイクルの将来変化
CL-19	加藤 雅也 (名大宇地研)	d4PDFを用いた荒川流域に極端降水をもたらす環境場のパターン解析とその将来変化
CL-21	吉野 純 (岐阜大工)	d4PDFによる岐阜県の豪雨発生要因の将来変化
CL-23+	中村 祐貴 (三重大院生物資源)	近年の関東地方における降雪の極端化とそれをもたらす環境場の変化
CL-25+	釜江 陽一 (筑波大生命環境)	令和2年7月豪雨時の水蒸気輸送に対する遠隔影響
CL-27	楠 昌司 (気象研)	高解像度全球大気モデルによるパナマの降水量変化
CL-29+	林 未知也 (環境研)	気候モデルによる海洋亜表層の非線型力学加熱の再現性: ENSO非対称性と熱帯温暖化予測における役割
CL-31+	山磨 貴登 (岡山大学教育学部理科専修)	梅雨最盛期の中での日々の降水の特徴や年々の変動性の季節進行に関する長期解析(長崎と東京の比較を例に)
CL-33	小原 亘広 (TMU)	黒潮流路に着目した関東地方の降雪と南岸低気圧経路との関係
CL-35+	水口 知世 (佐賀地台)	雪氷圏に適用可能な湖沼熱モデルの開発
CL-37+	栗 世学 (Hokudai)	The controlling factors of winter Tibetan Plateau snow cover and their change under global warming
CL-39	廣田 和也 (AORI)	氷期の急激な熱帯降水変動における大気海洋相互作用の役割
CL-41+	原田 やよい (MRI)	西日本の大雨時における大気大循環場の特徴~平成30年7月豪雨との比較~(第2報)
CL-43	今田 由紀子 (気候・環境研究部)	地域的豪雨のイベント・アトリビューション
CL-45	日下部 佑樹 (九大院総理工)	硫酸塩エアロゾルによる海洋循環への影響及び大気フィードバックに関する研究
CL-47	竹村 和人 (京大院理)	盛夏期日本付近におけるロスビー波の碎波とPJパターンの持続メカニズムに関する解析
CL-49	金森 大成 (名大ISEE)	東シベリア域における近年の夏季降水量の増加傾向に対する温暖化の影響
CL-51+	小林 ちあき (気象研)	2019年南半球成層圏突然昇温後の負の南極振動の持続(その2)
CL-53	中村 哲 (北大地環)	ユーラシア陸面過程の気候メモリ効果から考察する北極温暖化と中緯度寒冷化
CL-55	伊東 瑠衣 (JMBSC)	温暖化による日本域での気候変化と循環場との相関関係
EM-01+	今清水 雄二 (元秋大鉦博)	日本列島近海海面水温の上昇傾向
EM-03+	山中 大学 (地球研)	人間活動の偏在による災害・環境諸問題の深刻化
EM-05	栗林 正俊 (長野環保研)	長野県のカラマツ林における葉群フェノロジーと積算気温の関係の地域性
EM-07	吉田 敏哉 (原子力機構)	気象予報に起因する大気拡散予測の不確実性に対する客観的評価指標の考案
OB-01	藤田 実季子 (JAMSTEC)	自律型海洋観測装置を用いた海上可降水量観測
OB-03	Roh Woosub (AORI)	Development and application of Joint simulator for ULTIMATE project

OB-05+	川畑 拓矢 (気象研)	教師なし機械学習によるラマンライダーデータのノイズ除去
OB-07	岩井 宏徳 (NICT)	2 $\mu$ m水蒸気差分吸収ライダーの開発と検証
OB-09+	野澤 大輝 (近大)	Ku帯二重偏波レーダにおける比偏波間位相差を用いた降雨推定精度の強度依存性評価
OB-11	磯田 総子 (NICT)	フェーズドアレイ気象レーダーのクラッタ除去を目的としたセマンティックセグメンテーションの利用検討 (その2)
OB-13+	富田 洸祐 (近畿大学大学院)	Ku帯広帯域レーダによる雪片と霰のZ-R関係
OB-15+	佐藤 晋介 (NICT)	深層学習による気象レーダー観測ギャップのエコー画像生成
OB-17	瀬戸 里枝 (東工大)	衛星マイクロ波放射計を用いた陸域雲水量の推定
OB-19	小司 禎教 (気象研)	移動体GNSS解析による可降水量誤差要因の考察
OB-21	花土 弘 (NICT)	地デジ放送波を用いた地表付近の水蒸気量観測 ー首都圏観測網の整備と九州実証実験への準備状況ー
OB-23+	清水 健作 (気象防災事業部気象グループ)	雲/降水粒子撮像装置ビデオゾンデの1680MHz帯実験局から400MHz帯気象援助局への移行技術の研究開発

#### 専門分科会4 「気象情報高度化時代の「わかる」工夫」

SP4-01	上田 博康 (CAMJ)	防災に関する気象情報を一般市民に「分かってもらおう」ための取り組み
SP4-02	太田 佳似 (気象予報士会)	気象データを用いたウグイス初鳴日予報の試み
SP4-03	高野 哲夫 (気象予報士会)	GSM地上を用いた山形県内における降雪量ニューロ・モデルの開発
SP4-04	中山 秀晃 (CAMJ)	関東降雪時における気温分布の特徴ー雨雪判別の記録とアメダス観測の比較よりー
SP4-05	内山 常雄 (予報士会)	2週間気温予報の利用法を考える

一般発表

CL-02	尾瀬 智昭 (気象研)	CMIP5マルチモデル将来予測実験における 夏季東アジアの気圧配置および南風モンスーンの分析
CL-04	西井 和晃 (三重大生物資源)	2017/18年寒冬と2019/20年暖冬のAGCMによる再現実験
CL-06	中西 友恵 (三重大院生物資源)	サヘルの対流活動に伴う熱源がもたらす北半球中高緯度への遠隔影響
CL-08	倉持 将也 (筑波大学)	エル・ニーニョ現象に伴う中緯度直接循環、冬季モンスーン、アリューシャン低気圧の連鎖的変動
CL-10	千葉 丈太郎 (気候情報課)	層積雲スキーム改良によるSST-SW フィードバックの改善
CL-12	小坂 優 (東大先端研)	シルクロードパターンの地球温暖化に伴う変動とその要因
CL-14	太田 圭祐 (三重大院生物資源)	過去最少のチャクチ海海氷が強化した異常な2017/18年冬季の北半球大気循環
CL-16	加藤 大輔 (東京海上研究所)	d4PDF2°C上昇実験結果を活用した荒川の極値流量の将来変化予測
CL-18	西澤 慶一 (電中研)	地球温暖化緩和シナリオを検討するための調節放射強制力の簡易評価法 (第3報)
CL-20+	熊谷 龍慶 (岡山大学教育学部理科)	日本付近における日々の冬型時の総観場の違いで見る初冬から真冬の移行の特徴について
CL-22	川瀬 宏明 (気象研)	近年の気温上昇によって強化された台風Hagibisの大雨
CL-24+	松本 叡知 (筑波大院生命地球科学研究群)	人為的なエアロゾル排出量の変化によるアジア・太平洋域の気候変動
CL-26	塩竈 秀夫 (国環研)	気候変動影響評価で利用されてきた日射量変化予測の幅は十分か?
CL-28	林 未知也 (環境研)	日本のエルニーニョ冷夏の将来変化
CL-30	土田 耕 (九大院・理)	MIROC6 piControl 実験における摂動フィードバックパラメータと環境場の関係
CL-32	村田 昭彦 (気象研)	日本の降水頻度の将来変化に対する相対湿度の影響
CL-34+	藤部 文昭 (都立大・都市環境)	新型コロナ自粛期間における東京の気温偏差
CL-36	瀬良 将太 (東北大学)	南シナ海における夏季対流活動と日本周辺大気場の関係
CL-38+	村上 裕之 (GFDL)	機会学習によって抽出された日本における極端降水現象頻度の増加トレンドと将来変化
CL-40	樋口 太郎 (AORI)	温暖化に伴う水循環変化に対するチベット高原の役割に関するGCMを用いた研究
CL-42	黒田 友二 (気大)	成層圏突然昇温が冬季平均場に及ぼす影響について
CL-44+	安藤 雄太 (三重大院生物資源)	シベリアの寒冷化に伴う海陸コントラストがもたらす初冬の極夜ジェットの前化
CL-46+	鈴木 香寿恵 (法政大理工)	確率台風モデルを用いた台風経路に対するSSTの影響評価
CL-48+	竹村 和人 (京大院理)	2016年8月後半のロスビー波の伝播及び砕波に伴うモンスーントラフ強化の予測可能性
CL-50	相澤 拓郎 (極地研)	マルチモデル解析を通じた20世紀前半の北極域気温変化の要因
CL-52+	植田 宏昭 (筑波大・生命環境)	令和2年7月豪雨・長梅雨時に日本の南海上で強化された高気圧の成因
CL-54	高田 久美子 (麻布大)	陸面水文過程モデルMATSIROの流出過小バイアス低減に向けた流出感度調査
EM-02	北村 啓太郎 (アジア航測)	山岳道路における気象観測値、画像情報のデータ傾向分析に基づく冬季視程障害の支配的気象パラメータの抽出
EM-04	畔上 泰彦 (竹中工務店)	夏季街区内の微気候が歩行者経路選択に与える影響
EM-06+	佐藤 亮吾 (筑波大院生命環境)	日本全国の各市区町村を対象とした熱中症救急搬送者数の将来予測
EM-08	鶴久森 英輔 (岡山理大院・生物地球)	年による気候の違いが果実の品質に及ぼす影響についてーウンシュウミカンを例にしてー

OB-02	藤川 雅大 (九大総理工)	MFMSPLを用いた大気中の粒子タイプの解析
OB-04+	大野 裕一 (NICT)	WINDAS鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(4)
OB-06	小竹 論季 (JAXA)	航空機搭載火山灰・氷晶検知ライダーの基礎検討
OB-08	中辻 菜穂 (奈良女子大)	船舶観測と衛星観測による雲量の比較検証
OB-10	山口 博史 (住友電設)	次世代ウィンドプロファイラの実用化に向けた研究開発 －ACSシステムの実証評価－
OB-12	足立 アホロ (気象研)	二重偏波レーダーによる雨滴粒径分布の形状パラメータの推定 (その3) －気温の影響の評価－
OB-14	堀江 宏昭 (NICT)	EarthCARE/CPR検証用地上設置雲観測レーダの開発状況と観測結果 (3)
OB-16+	田村 亮祐 (生存研)	レーダーインバージョンによる大気乱流強度推定
OB-18	篠田 太郎 (名大ISEE)	雲解像数値モデルで再現された水蒸気の鉛直プロファイルの検証 ー航空機からのドロップゾンデ観測との比較ー
OB-20	花土 弘 (NICT)	地デジ放送波を用いた地表付近の水蒸気量観測 ー山岳域での反射法の利用についてー
OB-22	箕輪 昌裕 (FURUNO)	小型マイクロ波放射計および雲カメラによる局地気象観測
OB-24	沖崎 武蔵 (琉球大工)	デジタルカメラの結像面照度変化の評価

## 専門分科会2「霧研究の現状と展望」

SP2-01+	川合 秀明 (気象研)	全球の海霧の分布とその温暖化時の変化
SP2-02+	菅原 広史 (防大)	ドローンによる低層雲の観測
SP2-03+	名越 利幸 (岩手大教育)	霧に関する数値シミュレーションー「岩手雫石の盆地霧と洋野町種市のヤマセの霧」ー
SP2-04+	浅野 裕樹 (筑波大・院)	つくば市におけるヒートアイランド現象が放射霧に与える影響
SP2-05+	前坂 剛 (防災科研)	Kaバンド雲レーダーによる霧の観測
SP2-06+	高玉 孝平 (理研)	東京湾の霧予報に向けた予備実験 ～大気海洋河川相互作用の役割～
SP2-07+	渡辺 幸一 (富山県立大)	立山における霧水中の化学成分の特徴
SP2-08+	重田 祥範 (鳥環大)	岡山県津山盆地における湿数変化と照度の関係性ー地上観測から推定する霧の消滅過程ー
SP2-09+	西原 大貴 (岡山理大院・生物地球)	ドローンで観測された三次盆地で発生する放射霧の気象要素の鉛直プロファイル (第2報)
SP2-10+	大橋 唯太 (岡山理大・生物地球)	三次盆地で発生する放射霧の数値シミュレーション
SP2-11+	伊藤 純至 (東北大)	肱川あらしのアンサンブル予報
SP2-12+	大橋 唯太 (岡山理大・生物地球)	別府で発生する滑昇霧 ー2020年の事例ー
SP2-13+	重田 祥範 (鳥環大)	大分県日田盆地で発生する放射霧の動態ータイムラプスカメラによる霧の定点観測ー
SP2-14	出納 誠 (ウェザーニューズ)	濃霧による高速道路交通障害への対策 ～別府市周辺の濃霧に対する気象観測・解析・予測の技術向上の取り組み～
SP2-15	大力 充雄 (早大)	富士山頂における夏季の自由対流圏雲水化学に関する長期トレンド

一般発表

ME-01+	山本 哲 (気象庁)	戦争終結を遅らせた台風―「藤原の効果」の発見―
ME-03	関 隆則 (予報士会)	地球の熱収支を考える温室効果実験教材の提案
PR-01+	王 家瑞 (東京大学)	Performance of AMPS-SCALE LES Model Calculations of Arctic Mixed-Phase Clouds
PR-03	川口 航平 (名大ISEE)	マルチパラメータフェーズドレイ気象レーダ(MP-PAWR)による積乱雲観測 ―2018年8月2日の孤立積乱雲の事例 その2―
PR-05+	後藤 悠介 (東京学芸大)	東京及び埼玉において夏季高温日午後に発生した局地的大雨の水平挙動について
PR-07	山下 堯也 (東北大院理)	梅雨前線帯擾乱の雲・降水日周期に与える雲放射効果の影響
PR-09	前坂 剛 (防災科研)	2020年7月4日に熊本県南部に大雨をもたらした降雨域の時間変化と微細構造
PR-11	吉田 尚紀 (名大宇地研)	レーダー画像を用いた線状降水帯の客観的抽出と統計的特徴
PR-13	大屋 祐太 (北大工院)	領域気象モデルを用いた線状降水帯へのRKW 理論の適用可能性
PR-15+	廣川 康隆 (気象研)	令和2年7月豪雨により九州地方で生じた線状降水帯の特徴
PR-17+	北畠 尚子 (気象大)	2020年7月4日の熊本県の大雨時の総観場の特徴
PR-19	大東 忠保 (防災科研)	2020年7月3日―4日熊本県南部における豪雨のメソスケール環境場と雲発達過程
PR-21	中井 専人 (防災科研・雪氷)	大雪時における地上レーダーZhとGPM DPR Zcの比較(2)
PR-23	橋本 明弘 (気象研)	2018年冬季JPCZに関連した降雪形成機構に関する数値実験
PR-25+	藤倉 理人 (筑波大院)	動画解析による降雪粒子の併合効率と気温・湿度との関係
PR-27	田尻 拓也 (気象研)	つくばで計測された大気エアロゾル粒子の氷晶核能
PR-29	村上 正隆 (宇地研)	高濃度氷晶雲の実態把握と検出法・予測法開発に関する基礎的研究 ― 航空機観測実施時期の検討 ―
PR-31	郭 威鎮 (気象研)	雲核計内における吸湿性フレアー粒子の雲核活性と雲粒粒径分布に関する数値計算
PR-33	瀨瀬 丈晴 (名大ISEE)	MP-PAWRで観測された関東における冬季の雷雲 (その2)
PR-35+	細川 椿 (琉球大理)	台風Maria (2018)のレインバンドに関する地形性降雨強化の解析
PR-37+	姜 允熙 (ISEE)	Origin of Water Vapor for the Atmospheric River in the Heavy Rain Event of July 2018
PR-39	吉田 智 (気象研)	長崎におけるライダーによる水蒸気鉛直分布の初期観測
PR-42+	荒木 健太郎 (気象研)	令和元年台風第19号における降水強化メカニズム
PR-43	増田 有俊 (気象協会)	令和2年7月豪雨における九州の線状降水帯発生状況
PR-45	山田 恭平 (長野県環境研)	令和元年東日本台風に伴う豪雨への中部山岳の影響
PR-47	斉藤 和雄 (大気海洋研究所)	台風に伴う北向き水蒸気フラックスのPREへのインパクト
PR-49	瀬戸 芳一 (都立大・都市環境)	東京都内で夏季に発生した短時間強雨時の地上風収束の特徴
PR-51	梅原 章仁 (気象研)	二重偏波レーダーで捉えたダウンバースト発生前後における降水粒子の時空間分布特性
PR-53	田嶋 壯太 (立正大・院)	秩父盆地における雲海出現の月別変化および発生時の特徴について
PR-55+	石戸 空 (高知大理工)	竜巻をもたらした台風外縁の波状雲
PR-57	栃本 英伍 (防災科研)	竜巻の強さと温帯低気圧の関係
WF-01	山浦 剛 (理研計算科学・神大RCUSS)	浮動小数点演算誤差を利用したアンサンブル予測
WF-03+	本田 匠 (理研計算科学)	SCALE-LETKFによる30秒更新30分予報のリアルタイム実験

WF-05	澤田 謙 (MRI)	NHM-LETKFへのSPUCの導入
WF-07	田村 亮祐 (生存研)	深層学習とアンサンブルカルマンフィルタによるデータ同化
WF-09+	藤田 匡 (気象研)	変分法によるドップラー速度のデータ同化：ウェーブレット空間での制御変数の検討
WF-11+	幾田 泰醇 (JMA MRI)	令和2年7月豪雨に対する船舶GNSSの同化インパクトと発生要因
WF-13+	川畑 拓矢 (気象研)	令和2年7月豪雨における線状降水帯の確率予測
WF-15+	小笠原 宏司 (京大)	Schmidt変換とRBFを用いた局所細密化移流モデルの開発
WF-17	加藤 颯 (京都大学院)	衛星画像とSHIPS特徴を併用した台風強度の予測
WF-19	米原 仁 (気象庁数値)	台風防災の目標達成に向けて必要な技術開発 (気象庁全球数値予報システム)
WF-21	小菅 瞭吾 (JMC)	前線の客観解析とその利活用
WF-23	石井 昌憲 (都立大)	衛星搭載ドップラー風ライダーシミュレータの高度化
WF-25	中川 雅之 (気象研)	気象庁全球モデルへの浅い積雲対流スキームの導入 (2)

### 専門分科会1「宇宙からのエアロゾル・雲・降水観測の未来」

SP1-01+	久保田 拓志 (JAXA/EORC)	二周波降水レーダの降水推定における雲水量仮定について
SP1-02+	金丸 佳矢 (NICT)	GPM DPRにおける弱い降水検出の課題とその改良
SP1-03+	清木 達也 (JAMSTEC)	GPM-DPRを用いた全球3次元電荷分布：北米地上レーダー網NEXRADを利用した電シグナルの検証
SP1-04+	アルセパン ギヴォ (Hokudai)	Interannual Variability of Regional Precipitation Related to Large-Scale Climate Modes in 1960-2007
SP1-05+	南出 将志 (東京大学)	全天赤外輝度温度同化を通じた対流の予測可能性
SP1-06+	広瀬 民志 (JAXA)	衛星赤外降雨推定に対するヒストグラム補正の適用
SP1-07+	佐藤 正樹 (東大AORI)	ULTIMATE：関東圏ウルトラサイト観測の包括的利用による高解像度数値モデルの連携研究推進
SP1-08+	橋本 真喜子 (JAXA)	衛星エアロゾル特性導出アルゴリズム開発とGOSAT-2/CAI-2への適用及び誤差解析
SP1-09	王 敏睿 (東海大情技セ)	EarthCARE/MSI 雲プロダクトにおけるSmile effectの影響
SP1-10	永尾 隆 (東大AORI)	雲微物理特性の水平変動に着目した水雲の粒子成長プロセスの観測的診断
SP1-11	豊嶋 紘一 (千葉大CEReS)	ひまわり8号機械学習による高時間分解能降水推定プロダクトの検証
SP1-12	萩原 雄一郎 (NICT)	NICAM/Joint-Simulator出力を利用したEarthCARE/CPRドップラ速度誤差の評価 (その3)
SP1-13	岩下 久人 (明星電気株式会社)	GPM/DPRとPOTEKA地上稠密観測との降水量観測比較
SP1-14	道端 拓朗 (九大応力研)	降水予報型MIROCにおける降水頻度・強度の改良
SP1-15	樋口 篤志 (千葉大CEReS)	X帯PAWRとW帯FALCON-Iによる降水雲同時観測
SP1-16	高橋 暢宏 (名大ISEE)	雲レーダとの同時観測を想定した降水レーダの検討
SP1-17	菊池 麻紀 (宇宙航空研究開発機構)	A-Trainの複合衛星観測を用いた降水雲システムの鉛直粒子構造
SP1-18	山内 晃 (東大AORI)	CloudSatとひまわり8号を用いた雲物理特性の時間変化について～その2～

一般発表

BL-01+	河合 佑太 (理研 計算科学)	ラーゼディシミュレーションで必要とされる力学コアの離散精度に関する研究
BL-03	中田 潔 (一般)	地表大気の温度分布と上方層気像の形態との関連性
BL-05+	岡地 寛季 (北大工学院)	大気境界層内の雨滴と海面砕波飛沫が有するバルク係数への影響と観測より得られた粒径分布の特徴
BL-07	矢野 雄大 (立正大・院)	立正大学・熊谷キャンパスにおけるドップラーライダーで観測されたストリーク構造発生時の風向・風速の特徴
BL-09	若月 泰孝 (茨城大理)	関東域の夏季の大気循環と降水における都市効果の評価
DY-01	清水 厚 (環境研)	2波長偏光ライダーによる桜島火山灰の通年観測
DY-03	鈴木 裕太 (京大理)	回転球面上における傾圧渦の移動について
DY-05+	小原 涼太 (東北大理学研究科)	2019年10月25日の東日本の大雨位置に対するCADの影響
DY-07+	奥井 晴香 (東大院理)	高解像度ハイトップ大気大循環モデルを用いた成層圏突然昇温時の全中層大気の力学変動の研究
IM-01	田中 優帆 (慶大SFC)	台風による農作物被害のデータ分析 —被害の大小を決定する要因は何か—
MA-01	小新 大 (東大院理)	データ同化解析値を用いた赤道中間圏季節内振動の解析
MA-03+	渡辺 真吾 (JAMSTEC)	2018年2月成層圏突然昇温時の重力波の振る舞いについて
MA-05	松山 裕矢 (九大院理)	2019/2020年冬季の極渦発達の力学過程について
MA-07+	佐藤 薫 (東大院理)	2019年9月の南極成層圏突然昇温の力学的特徴
MA-09	南原 優一 (東大院理)	PANSYレーダーが捉えた極域対流圏・下部成層圏のKelvin-Helmholtz 不安定構造
MC-01+	眞木 貴史 (気象研)	衛星観測データバイアス補正による炭素収支解析への影響
MC-03	井口 敬雄 (京大防災研)	GOSAT-TCCON XCO <sub>2</sub> データの差異と地理的要素との相関について
MC-05	村山 昌平 (産総研)	南鳥島において観測されたバックグラウンド大気の二酸化炭素安定同位体比の変動
MC-07+	安成 哲平 (北大北極セ)	寒冷地対応型ポータブルPM <sub>2.5</sub> 測定システムの開発と性能評価及び利用希望者への情報提供
MC-09	秋吉 英治 (環境研)	MIROC3.2およびMIROC5化学気候モデルによるHFCのオゾン層への影響の解析
MC-11+	山田 将喜 (筑波大院生命地球科学研究群)	大気のカが日本にもたらす豪雨の時空間的特徴
MC-13	石戸谷 重之 (産総研)	綾里における酸素および二酸化炭素濃度の連続観測に基づく近傍工場のセメント生産の影響の評価
MH-01	原口 諒平 (福大院理)	夏季東南極大陸縁辺で無人航空機によって観測された超微小粒子の増加とその要因の検討
MH-03+	野口 萌 (福岡管区气象台)	梅雨期における東シナ海上での下層強風帯の特徴
MH-05	臼井 健 (東北大院理)	2009年3月23日の寒気流出現象における地形の効果について
MH-07+	佐藤 拓人 (筑波大生命環境科学研究科)	気圧配置分類に有効な類似度計算法の調査
MH-09	入江 健太 (京都大・院・理)	温帯低気圧化する台風と寒冷渦の接近事例について
MH-11+	平沢 尚彦 (極地研)	南半球高緯度域におけるBe-7の濃度分布と時間変化
MH-13	石山 涼太 (筑波大学)	渦度収支解析による北極低気圧発達過程の研究
RD-01	林 昌宏 (MRI)	DARDARプロダクトとひまわり8号観測を用いたRTTOV 氷雲放射スキームの評価
RD-03+	安間 碩成 (東北大院理)	北極圏の大気上端の上向き短波放射フラックスの長期変動とその要因
TR-01+	柳瀬 友朗 (京大院理)	湿潤対流の自己集合化の発生に関する新たな臨界長さ

TR-03+	安永 数明 (富山大学)	スマトラ島西岸における沿岸降水帯に関する数値実験
TR-05+	茂木 耕作 (JAMSTEC)	スマトラ西岸沖における直接観測を用いた海面水温格子点プロダクトの検証
TR-07+	横井 覚 (JAMSTEC)	西部熱帯太平洋域における大気境界層熱水収支過程の季節内変動
TR-09	坂崎 貴俊 (京大院理)	ERA5地上気圧データで同定された高周波自由振動モード
TR-11+	山中 大学 (地球研)	熱帯沿岸起源重力波の成層圏準二年周期振動への寄与
TR-13	橋野 桃子 (京大生存研)	熱帯対流圏界層における乱流による混合の観測
TR-15+	伊藤 耕介 (琉大)	海面水温偏差が中緯度偏西風ジェットとの相互作用を通じて台風Hagibis(2019)の移動速度に及ぼした影響
TR-17	藤原 圭太 (九大院・理)	温低化するハリケーンSandy(2012)の下層フロントの降水強化に対するメキシコ湾流の熱力学的影響
TR-19+	太田 聡 (北大院環境科学)	機械学習によるひまわり衛星画像内のアンビル検出
TR-21+	池端 耕輔 (東大AORI)	台風発生数と弱い熱帯低気圧の生存率
TR-23+	山口 宗彦 (気象研)	1980年以降東京に接近する台風が増加している
TR-25+	大滝 寿一 (横浜国大)	台風経路-高潮アンサンブルシミュレーションによる高潮リスクの算出
TR-27+	筆保 弘徳 (横浜国大)	大規模アンサンブルデータで得られた台風発生数に対する遠隔影響
TR-29+	南出 将志 (東京大学)	ハリケーン急速発達過程における非線形な予測不確実性増加
TR-31+	金田 幸恵 (名古屋大学ISEE)	多重壁雲台風のベストトラック相互比較
TR-33	馬場 雄也 (JAMSTEC)	スペクトル型積雲対流スキームが熱帯低気圧の再現性に及ぼす影響

一般発表

ME-02+	山本 竜也 (釧路気象台)	1945年8月15日は「晴れて暑かった」のか ー観測記録と人々の記憶ー
PR-02	藤野 梨紗子 (慶大SFC)	辻堂における降水量とPM2.5の関係
PR-04+	竹見 哲也 (京大防災研)	近年の豪雨発生における湿潤絶対不安定層 (MAUL) の役割
PR-06+	清水 慎吾 (防災科研)	線状降水帯インデックスと高頻度積算雨量予測情報を用いた線状降水帯の自治体実証実験
PR-08	小司 禎教 (気象研)	凌風丸による2020年梅雨期東シナ海ゾンデ観測
PR-10	鈴木 雄斗 (九大院・理)	対馬海峡付近で発生・発達したポーラーロウの解析
PR-12+	神谷 明住香 (名大ISEE)	平成30年7月豪雨における豪雨域上流から移動する気塊の経路上の水蒸気量の変化と降水量の関係
PR-14	足立 透 (気象研)	2019年10月12日市原竜巻の3次元渦形成過程について
PR-16+	荒木 健太郎 (気象研)	令和2年7月豪雨をもたらした線状降水帯の発生環境場
PR-18	藤波 初木 (名大ISEE)	ヒマラヤ山脈の高標高域における降水量の日変化
PR-20	高橋 暢宏 (名大ISEE)	GPM/DPRを用いたヒマラヤ夏季の降水の特徴について
PR-22	辻 泰成 (富山大)	日本海における雨の粒径分布の季節変動
PR-24	三隅 良平 (防災科研)	層状性降水と浅い対流のシーダ・フィード相互作用による雨滴粒径分布の変化 (事例解析)
PR-26	山下 克也 (防災科研・雪氷)	落下中の降雪粒子の併合成長事例解析
PR-28	折笠 成宏 (気象研)	UAE上空におけるエアロゾル・雲の直接観測 (その3)
PR-30	木下 直樹 (九大院・理)	Ice-ice collisions による二次氷晶生成過程のバルクパラメタリゼーションと北陸雪雲におけるその効果 (II)
PR-32	山口 智子 (防大)	気象衛星ひまわり8号で発見したJumping Cirrusの形態特徴
PR-34	高澤 郁也 (JMA)	線状の降水域の自動検出に関する研究
PR-36	後藤 優太 (AORI)	日本周辺の線状降水帯の統計解析
PR-38+	吉田 智 (気象研)	下層水蒸気量と海風前線の対流発生への寄与ー羽田空港周辺2018年9月2日の事例ー
PR-40	田上 雅浩 (国環研)	雲解像・水同位体データ同化システムを目指した水同位体NICAMの改良とその検証
PR-41	藤本 美紅 (慶大SFC)	日本におけるダウンバースト統計解析
PR-44	大東 忠保 (防災科研)	台風の上部吹き出し層雲下端のmammatus状エコー構造
PR-46	大矢 康裕 (岐阜大学)	2019年台風19号に与えた中部山岳の地形効果の解析
PR-48	原岡 秀樹 (FJC)	令和元年台風第15号の発雷極性の特徴
PR-50+	李 肖陽 (九大-理学院-地惑科学)	Numerical study of water origins within explosive cyclone system developing in the vicinity of Japan
PR-52	益子 涉 (気象研)	令和元年房総半島台風に伴う強風の特徴
PR-54	岩田 和樹 (名大ISEE)	2018年8月27日に関東地方周辺に発生した雷雲の観測(その2)
PR-56	梅原 章仁 (気象研)	2019年10月12日に市原市に被害をもたらした竜巻の二重偏波特性について (その2)
WF-02	露木 義 (気象研)	アンサンブルカルマンフィルタと組み合わせた深層学習によるデータ同化 (第2報)
WF-04+	雨宮 新 (理研計算科学)	機械学習を用いたモデルバイアス補正: Lorenz96モデル実験 (続報)
WF-06	石橋 俊之 (気象研)	雷光観測の全球同化 (序)
WF-08	瀬古 弘 (気象研)	現業同化システムに準拠したメソ数値予報実験システムを用いた船舶GNSSの同化実験 (その2)

WF-10+	青梨 和正 (JAXA EORC)	降水の混合対数正規PDFと新しい位置ずれ補正法のall-sky MWI TBのEnVar同化への導入
WF-12	豊岡 大地 (筑波大学大学院)	集中豪雨予測における風上領域情報のインパクト調査
WF-14	前島 康光 (理研計算科学)	EFSOを用いた稠密地上観測データ同化のインパクト評価
WF-16	近藤 圭一 (気象研)	Dynamic Emissivityを用いた陸域衛星輝度温度同化の高度化
WF-18	Doan Quang Van (筑波大学)	気象パターン分類用の新しい自己組織化マップアゴリズムS-SOMの開発
WF-20	山上 晃央 (筑波大CCS)	S2S時間スケールにおける北半球冬季の週平均場の予測可能性とテレコネクションとの関係
WF-22	大塚 成徳 (理研計算科学)	深層学習と数値天気予報の融合による降水予測に向けて
WF-24	岡部 いづみ (JMA/MRI)	気象庁全球解析システムを用いた静止気象衛星CO2バンドの晴天放射輝度温度データ同化インパクト調査
WF-26+	中下 早織 (京大理)	2019年台風第19号上陸3日前の進路予報精度低下の要因

### 専門分科会3「静止軌道からの地球環境観測」

SP3-01+	樋口 篤志 (千葉大CEReS)	次期ひまわり搭載イメージャーに関する検討
SP3-02+	市井 和仁 (千葉大CEReS)	ひまわり8号を用いた陸面モニタリングの試み
SP3-03+	山本 雄平 (千葉大CEReS)	2018年の東アジア猛暑時における地表面温度の高頻度解析
SP3-04+	佐藤 陽祐 (北大院理)	雷を直接扱った数値モデルの現実事例への拡張
SP3-05+	本田 匠 (理研計算科学)	静止衛星による雷観測データ同化の観測システムシミュレーション実験
SP3-06+	牛尾 知雄 (阪大)	衛星からの雷観測
SP3-07+	岡本 幸三 (気象研)	数値予報データ同化における静止衛星観測の利用
SP3-08+	藤田 匡 (気象研)	ひまわり後継衛星のGeoHSSによるメソ数値予報へのインパクト調査
SP3-09+	金谷 有剛 (JAMSTEC)	アジア大気組成観測静止衛星：第二幕を見据えて

一般発表

BL-02+	中村 祐輔 (筑波大学CRiED)	中小規模都市における夜間都市境界層の形成と卓越風の関係
BL-04+	太田 佳似 (気象予報士会)	温低化過程の台風 1920 号の突風解析の試み
BL-06+	牧園 善樹 (鳥環大)	伯耆大山で発生する斜面温暖帯の観測
BL-08	中島 虹 (産総研)	G20大阪サミットおよび新型コロナウイルスによるヒートアイランド緩和効果
DY-02	西本 秀祐 (気象庁)	Moisture Vortex Instability による台風内の擾乱の成長
DY-04	伊藤 創司 (慶應大学)	航空機に影響を与える乱気流の環境場の特徴
DY-06	斉藤 和雄 (大気海洋研究所)	台風に伴う北向き非地衡風による鉛直流
MA-02	岩尾 航希 (熊本高専)	北半球冬季中層大気の循環に影響を及ぼす移動性プラネタリー波
MA-04	松原 峻介 (九大院理)	大気微量成分場におけるノーマルモード・ロスビー波について
MA-06	高麗 正史 (東大院理)	熱帯域のLapse-Rate Tropopause高度の季節サイクル
MA-08	劉 光宇 (九大院理)	2019年南半球成層圏突然昇温 ~2002年南半球成層圏突然昇温との比較~
MA-10+	直江 寛明 (気象研)	2019年南半球SSWの波動伝播特性とダブルジェット
MC-02	村山 昌平 (産総研)	飛騨高山冷温帯落葉広葉樹林で観測された炭素収支の年々変動および長期トレンド
MC-04	田中 泰宙 (気象研)	地球システムモデルによるCMIP6実験での大気CO <sub>2</sub> 分布再現性の評価
MC-06+	酒井 哲 (気象研)	ニュージーランド・ローダー上空高度24-31 kmで観測された非球形粒子と低濃度オゾン
MC-08	神谷 美里 (奈良女子大)	地上観測データ解析による奈良におけるエアロゾルと気象要素の研究
MC-10	伊藤 昭彦 (国環研)	北半球高緯度陸域メタン収支のボトムアップ評価
MC-12	渡辺 幸一 (富山県立大)	ヘリコプターを利用した北陸地方上空における過酸化水素およびホルムアルデヒド濃度の測定
MC-14	齊藤 誠 (国環研)	GOSATシリーズ全球二酸化炭素吸収排出量推定
MH-02	藤原 正智 (北大環境)	JRA-55を用いたオホーツク海高気圧の長期解析
MH-04	美山 透 (JAMSTEC/APL)	北西中緯度太平洋の海面温度変動特性 Sparse PCA解析を用いて
MH-06	水越 将敏 (東大院理)	南極昭和基地における極端 Tropopause fold イベントの解析
MH-08+	平田 英隆 (立正大・地球環境科学)	寒候期に温帯低気圧がもたらす強風の地域的特性
MH-10+	平沢 尚彦 (極地研)	南極氷床上に展開した無人気象観測装置 (AWS) の積雪深計の観測結果に基づく議論
MH-12	高 嘉祥 (北大)	Influence of Model Resolution on Bomb Cyclones Revealed by HighResMIP-PRIMAVERA Simulations
RD-02+	Ha Hyunju (東京海洋大学)	広帯域放射伝達モデル MstrnX の精度・速度の向上の検討
TR-02	田中 瑞樹 (富大)	放射対流平衡におけるコリオリパラメータの影響
TR-04+	清木 亜矢子 (JAMSTEC)	北半球夏季季節内振動に対するPJパターンの季節内規模応答
TR-06	那須野 智江 (JAMSTEC)	海面水温偏差に対する季節内から季節スケールの大気場の応答: 2018年夏季台風シーズン感度実験
TR-08	柳瀬 友朗 (京大院理)	YMC集中観測期間中にスマトラ島西岸域で観測された降水沖合伝播の再現シミュレーション
TR-10	坂崎 貴俊 (京大院理)	大気自由振動に伴う熱帯降水変動
TR-12	小寺 邦彦 (気象研・気候)	2019年9月南半球成層圏突然昇温の台風、ハリケーンの発達に及ぼす影響
TR-14	耿 驃 (JAMSTEC)	「みらい」レーダーで観測されたスマトラ島沖における降水系の変動に対するMJOと赤道波の寄与

TR-16	上野 颯希 (慶大SFC)	台風一過の統計的性質
TR-18	平野 創一朗 (琉球大理)	2018年台風第24号の眼の領域における深い対流雲の出現
TR-20+	柳瀬 亘 (気象研)	令和元年台風第19号の降水の非対称化メカニズム～その2
TR-22	黒田 龍馬 (防衛大・地球)	MTSAT赤外データを用いた台風Haiyanの解析
TR-24+	川端 康弘 (気象研)	複数アンサンブルを用いた台風発生予測の可能性
TR-26+	久保田 尚之 (北大院理)	日本に上陸した台風の長期変動(1877年-2019年)
TR-28	片山 卓彦 (東京海上研究所)	確率台風モデルを用いた台風季節予報の可能性調査
TR-30+	小林 健太 (IGSES)	対流圏界面付近の気温場が台風に与える影響について
TR-32	木下 武也 (JAMSTEC)	YMC-BSM 2018期間中の海大陸に見られた南西方向に伝播する擾乱と対流に関する研究

大会第2日 [10月28日(水)] 13:00~16:00 オンライン口頭セッション

A2P, B2P, C2P, D2P

	A2P	B2P	C2P	D2P
	専門分科会2「霧研究の現状と展望」	熱帯大気	物質循環システム 気象予報	降水システム
座長	大橋 唯太 (岡山理大・生物地球)	伊藤 耕介 (琉大)	眞木 貴史 (気象研)	川瀬 宏明 (気象研)
	SP2-01+ 川合 秀明 (気象研) 全球の海霧の分布とその温暖化時の変化	TR-01+ 柳瀬 友朗 (京大院理) 湿潤対流の自己集合化の発生に関する新たな臨界長さ	MC-01+ 眞木 貴史 (気象研) 衛星観測データバイアス補正による炭素収支解析への影響	PR-01+ 王 家瑞 (東京大学) Performance of AMPS-SCALE LES Model Calculations of Arctic Mixed-Phase Clouds
	SP2-02+ 菅原 広史 (防大) ドローンによる低層雲の観測	TR-03+ 安永 数明 (富山大学) スマトラ島西岸における沿岸降水帯に関する数値実験	MC-06+ 酒井 哲 (気象研) ニュージーランド・ローダー上空高度24-31 kmで観測された非球形粒子と低濃度オゾン	PR-04+ 竹見 哲也 (京大防災研) 近年の豪雨発生における湿潤絶対不安定層 (MAUL) の役割
	SP2-03+ 名越 利幸 (岩手大教育) 霧に関する数値シミュレーションー「岩手雫石の盆地霧と洋野町種市のヤマセの霧」ー	TR-04+ 清木 亜矢子 (JAMSTEC) 北半球夏季季節内振動に対するPJパターンの季節内規模応答	MC-07+ 安成 哲平 (北大北極セ) 寒冷地対応型ポータブルPM2.5測定システムの開発と性能評価及び利用希望者への情報提供	PR-05+ 後藤 悠介 (東京学芸大) 東京及び埼玉において夏季高温日午後に発生した局地的大雨の水平挙動について
	SP2-04+ 浅野 裕樹 (筑波大・院) つくば市におけるヒートアイランド現象が放射霧に与える影響	TR-05+ 茂木 耕作 (JAMSTEC) スマトラ西岸沖における直接観測を用いた海面水温格子点プロダクトの検証	MC-11+ 山田 将喜 (筑波大院生命地球科学研究群) 大気のカが日本にもたらす豪雨の時空間的特徴	PR-06+ 清水 慎吾 (防災科研) 線状降水帯インデックスと高頻度積算雨量予測情報を用いた線状降水帯の自治体実証実験
座長			雨宮 新 (理研計算科学)	
	SP2-05+ 前坂 剛 (防災科研) Kaバンド雲レーダーによる霧の観測	TR-07+ 横井 覚 (JAMSTEC) 西部熱帯太平洋域における大気境界層熱水収支過程の季節内変動	WF-03+ 本田 匠 (理研計算科学) SCALE-LETKFによる30秒更新30分子予報のリアルタイム実験	PR-12+ 神谷 明住香 (名大ISEE) 平成30年7月豪雨における豪雨域上流から移動する気塊の経路上の水蒸気量の変化と降水量の関係
座長	重田 祥範 (鳥環大)	安永 数明 (富山大学)		清水 慎吾 (防災科研)
	SP2-06+ 高玉 孝平 (理研) 東京湾の霧予報に向けた予備実験 ～大気海洋河川相互作用の役割～	TR-11+ 山中 大学 (地球研) 熱帯沿岸起源重力波の成層圏準二年周期振動への寄与	WF-04+ 雨宮 新 (理研計算科学) 機械学習を用いたモデルバイアス補正：Lorenz96モデル実験 (続報)	PR-15+ 廣川 康隆 (気象研) 令和2年7月豪雨により九州地方で生じた線状降水帯の特徴
	SP2-07+ 渡辺 幸一 (富山県立大) 立山における霧水中の化学成分の特徴	TR-15+ 伊藤 耕介 (琉大) 海面水温偏差が中緯度偏西風ジェットとの相互作用を通じて台風Hagibis(2019)の移動速度に及ぼした影響	WF-09+ 藤田 匡 (気象研) 変分法によるドップラー速度のデータ同化：ウェーブレット空間での制御変数の検討	PR-16+ 荒木 健太郎 (気象研) 令和2年7月豪雨をもたらした線状降水帯の発生環境場

	SP2-08+ 重田 祥範 (鳥環大)  岡山県津山盆地における湿数変化と照度の関係性ー地上観測から推定する霧の消滅過程ー	TR-19+ 太田 聡 (北大院環境科学)  機械学習によるひまわり衛星画像内のアンビル検出	WF-10+ 青梨 和正 (JAXA EORC)  降水の混合対数正規PDFと新しい位置ずれ補正法のall-sky MWI TBのEnVar同化への導入	PR-17+ 北畠 尚子 (気象大)  2020年7月4日の熊本県の大雨時の総観場の特徴
	SP2-09+ 西原 大貴 (岡山理大院・生物地球)  ドローンで観測された三次盆地で発生する放射霧の気象要素の鉛直プロファイル (第2報)	TR-20+ 柳瀬 亘 (気象研)  令和元年台風第19号の降水の非対称化メカニズム〜その2	WF-11+ 幾田 泰醇 (JMA MRI)  令和2年7月豪雨に対する船舶GNSSの同化インパクトと発生要因	PR-25+ 藤倉 理人 (筑波大院)  動画解析による降雪粒子の併合効率と気温・湿度との関係
座長	菅原 広史 (防大)			
	SP2-10+ 大橋 唯太 (岡山理大・生物地球)  三次盆地で発生する放射霧の数値シミュレーション	TR-21+ 池端 耕輔 (東大AORI)  台風発生数と弱い熱帯低気圧の生存率	WF-13+ 川畑 拓矢 (気象研)  令和2年7月豪雨における線状降水帯の確率予測	PR-35+ 細川 椿 (琉球大理)  台風Maria (2018)のレインバンドに関する地形性降雨強化の解析
	SP2-11+ 伊藤 純至 (東北大)  肱川あらしのアンサンブル予報		WF-15+ 小笠原 宏司 (京大)  Schmidt変換とRBFを用いた局所細密化移流モデルの開発	
	SP2-12+ 大橋 唯太 (岡山理大・生物地球)  別府で発生する滑昇霧ー2020年の事例ー		WF-26+ 中下 早織 (京大理)  2019年台風第19号上陸3日前の進路予報精度低下の要因	
	SP2-13+ 重田 祥範 (鳥環大)  大分県日田盆地で発生する放射霧の動態ータイムラプスカメラによる霧の定点観測ー			

大会第3日 [10月29日(木)] 9:00~12:00 オンライン口頭セッション

A3A, B3A, C3A, D3A

	A3A	B3A	C3A	D3A
	専門分科会1「宇宙からのエアロゾル・雲・降水観測の未来」	環境気象観測手法	気候システム気象教育	大気境界層降水システム
座長	増永 浩彦 (名大ISEE)	佐藤 晋介 (NICT)	釜江 陽一 (筑波大生命環境)	荒木 健太郎 (気象研)
	趣旨説明 (高橋 暢宏)			
	SP1-01+ 久保田 拓志 (JAXA/EORC) 二周波降水レーダの降水推定における雲水量仮定について	EM-01+ 今清水 雄二 (元秋大鉦博) 日本列島近海海面水温の上昇傾向	CL-01+ 岩切 友希 (東大AORI) 多年ラニーニャ現象による夏季日本の気温影響	BL-01+ 河合 佑太 (理研 計算科学) ラージエディシミュレーションで必要とされる力学コアの離散精度に関する研究
	SP1-02+ 金丸 佳矢 (NICT) GPM DPRにおける弱い降水検出の課題とその改良	EM-03+ 山中 大学 (地球研) 人間活動の偏在による災害・環境諸問題の深刻化	CL-11+ 堀田 陽香 (東大AORI) 雲システム解像モデルNICAM-SPRINTARSを用いた水雲-エアロゾル相互作用のグローバル評価	BL-02+ 中村 祐輔 (筑波大学CRIED) 中小規模都市における夜間都市境界層の形成と卓越風の関係
	SP1-03+ 清木 達也 (JAMSTEC) GPM-DPRを用いた全球3次元電分布：北米地上レーダー網NEXRADを利用した電シグナルの検証	EM-06+ 佐藤 亮吾 (筑波大院生命環境) 日本全国の各市区町村を対象とした熱中症救急搬送者数の将来予測	CL-13+ 川合 秀明 (気象研) 亜熱帯下層雲の放射冷却は夏季の亜熱帯高気圧を強化するか？	BL-04+ 太田 佳似 (気象予報士会) 温低化過程の台風1920号の突風解析の試み
	SP1-04+ アルセパン ギヴオ (Hokudai) Interannual Variability of Regional Precipitation Related to Large-Scale Climate Modes in 1960-2007	OB-04+ 大野 裕一 (NICT) WINDAS鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(4)	CL-20+ 熊谷 龍慶 (岡山大学教育学部理科) 日本付近における日々の冬型時の総観場の違いで見る初冬から真冬の移行の特徴について	BL-05+ 岡地 寛季 (北大工学院) 大気境界層内の雨滴と海面砕波飛沫が有するバルク係数への影響と観測より得られた粒径分布の特徴
座長	鈴木 健太郎 (東大AORI)			
	SP1-05+ 南出 将志 (東京大学) 全天赤外輝度温度同化を通じた対流の予測可能性	OB-05+ 川畑 拓矢 (気象研) 教師なし機械学習によるラマンライダーデータのノイズ除去	CL-23+ 中村 祐貴 (三重大院生物資源) 近年の関東地方における降雪の極端化とそれをもたらす環境場の変化	BL-06+ 牧園 善樹 (鳥環大) 伯耆大山で発生する斜面温暖帯の観測
座長		大野 裕一 (NICT)	川合 秀明 (気象研)	村田 昭彦 (気象研)
	SP1-06+ 広瀬 民志 (JAXA) 衛星赤外降雨推定に対するヒストグラム補正の適用	OB-09+ 野澤 大輝 (近大) Ku帯二重偏波レーダにおける比偏波間位相差を用いた降雨推定精度の強度依存性評価	CL-24+ 松本 叡知 (筑波大院生命地球科学研究群) 人為的なエアロゾル排出量の変化によるアジア・太平洋域の気候変動	PR-37+ 姜 允熙 (ISEE) Origin of Water Vapor for the Atmospheric River in the Heavy Rain Event of July 2018

SP1-07+ 佐藤 正樹 (東大AORI)  ULTIMATE: 関東圏ウルトラサイト観測の包括的利用による高解像度数値モデルの連携研究推進	OB-13+ 富田 洸祐 (近畿大学大学院)  Ku帯広帯域レーダによる雪片と雲のZ-R関係	CL-25+ 釜江 陽一 (筑波大生命環境)  令和2年7月豪雨時の水蒸気輸送に対する遠隔影響	PR-38+ 吉田 智 (気象研)  下層水蒸気量と海風前線の対流発生への寄与ー羽田空港周辺2018年9月2日の事例ー
SP1-08+ 橋本 真喜子 (JAXA)  衛星エアロゾル特性導出アルゴリズム開発とGOSAT-2/CAI-2への適用及び誤差解析	OB-15+ 佐藤 晋介 (NICT)  深層学習による気象レーダー観測ギャップのエコー画像生成	CL-29+ 林 未知也 (環境研)  気候モデルによる海洋亜表層の非線型力学加熱の再現性: ENSO非対称性と熱帯温暖化予測における役割	PR-42+ 荒木 健太郎 (気象研)  令和元年台風第19号における降水強化メカニズム
総合討論 話題提供 岡本 創・高薮 縁(予定)	OB-16+ 田村 亮祐 (生存研)  レーダーインバージョンによる大気乱流強度推定	CL-31+ 山磨 貴登 (岡山大学教育学部理科専修)  梅雨最盛期の中での日々の降水の特徴や年々の変動性の季節進行に関する長期解析(長崎と東京の比較を例に)	PR-50+ 李 肖陽 (九大-理学院-地惑科学)  Numerical study of water origins within explosive cyclone system developing in the vicinity of Japan
	OB-23+ 清水 健作 (気象防災事業部気象グループ)  雲/降水粒子撮像装置ビデオゾンデの1680MHz帯実験局から400MHz帯気象援助局への移行技術の研究開発	ME-01+ 山本 哲 (気象庁)  戦争終結を遅らせた台風ー「藤原の効果」の発見ー	PR-55+ 石戸 空 (高知大理工)  竜巻をもたらした台風外縁の波状雲

## オンライン口頭プログラム

日本気象学会2020年度秋季大会

### 大会第4日 [10月30日(金)] 9:00~12:00 オンライン口頭セッション

#### A4A, B4A, C4A, D4A

	A4A	B4A	C4A	D4A
	専門分科会3「静止軌道からの地球環境観測」	大気放射 熱帯大気	気候システム 気象教育	大気力学 中層大気 中高緯度大気
座長	樋口 篤志 (千葉大CEReS)	林 昌宏 (気象研)	植田 宏昭 (筑波大・生命環境)	渡辺 真吾 (JAMSTEC)
	趣旨説明 (樋口 篤志 (千葉大CEReS))			
	SP3-01+ 樋口 篤志 (千葉大CEReS)  次期ひまわり搭載イメージャーに関する検討	RD-02+ Ha Hyunju (東京海洋大学)  広帯域放射伝達モデルMstrnXの精度・速度の向上の検討	CL-34+ 藤部 文昭 (都立大・都市環境)  新型コロナウイルス自粛期間における東京の気温偏差	MA-07+ 佐藤 薫 (東大院理)  2019年9月の南極成層圏突然昇温の力学的特徴
	SP3-02+ 市井 和仁 (千葉大CEReS)  ひまわり8号を用いた陸面モニタリングの試み	RD-03+ 安間 碩成 (東北大院理)  北極圏の大気上端の上向き短波放射フラックスの長期変動とその要因	CL-35+ 水口 知世 (佐賀地台)  雪氷圏に適用可能な湖沼熱モデルの開発	MA-10+ 直江 寛明 (気象研)  2019年南半球SSWの波動伝播特性とダブルジェット

	SP3-03+ 山本 雄平 (千葉大CEReS) 2018年の東アジア猛暑時における地表温度の高頻度解析	TR-23+ 山口 宗彦 (気象研) 1980年以降東京に接近する台風が増加している	CL-37+ 栗 世学 (Hokudai) The controlling factors of winter Tibetan Plateau snow cover and their change under global warming	MA-03+ 渡辺 真吾 (JAMSTEC) 2018年2月成層圏突然昇温時の重力波の振る舞いについて
	SP3-04+ 佐藤 陽祐 (北大院理) 雷を直接扱った数値モデルの現実事例への拡張	TR-24+ 川端 康弘 (気象研) 複数アンサンブルを用いた台風発生予測の可能性	CL-38+ 村上 裕之 (GFDL) 機会学習によって抽出された日本における極端降水現象頻度の増加トレンドと将来変化	DY-07+ 奥井 晴香 (東大院理) 高解像度ハイトップ大気大循環モデルを用いた成層圏突然昇温時の全中層大気の力学変動の研究
	SP3-05+ 本田 匠 (理研計算科学) 静止衛星による雷観測データ同化の観測システムシミュレーション実験	TR-25+ 大滝 寿一 (横浜国大) 台風経路-高潮アンサンブルシミュレーションによる高潮リスクの算出	CL-41+ 原田 やよい (MRI) 西日本の大雨時における大気大循環場の特徴～平成30年7月豪雨との比較～ (第2報)	DY-05+ 小原 涼太 (東北大理学研究科) 2019年10月25日の東日本の大雨位置に対するCADの影響
座長		山口 宗彦 (気象研)		平沢 尚彦 (極地研)
	SP3-06+ 牛尾 知雄 (阪大) 衛星からの雷観測	TR-26+ 久保田 尚之 (北大院理) 日本に上陸した台風の長期変動(1877年-2019年)	CL-44+ 安藤 雄太 (三重大院生物資源) シベリアの寒冷化に伴う海陸コントラストがもたらす初冬の極夜ジェットの弱化	MH-03+ 野口 萌 (福岡管区気象台) 梅雨期における東シナ海上での下層強風帯の特徴
座長	今須 良一 (東大AORI)		原田 やよい (MRI)	
	SP3-07+ 岡本 幸三 (気象研) 数値予報データ同化における静止衛星観測の利用	TR-27+ 筆保 弘徳 (横浜国大) 大規模アンサンブルデータで得られた台風発生数に対する遠隔影響	CL-46+ 鈴木 香寿恵 (法政大理工) 確率台風モデルを用いた台風経路に対するSSTの影響評価	MH-07+ 佐藤 拓人 (筑波大生命環境科学研究科) 気圧配置分類に有効な類似度計算法の調査
	SP3-08+ 藤田 匡 (気象研) ひまわり後継衛星のGeoHSSによるメソ数値予報へのインパクト調査	TR-29+ 南出 将志 (東京大学) ハリケーン急速発達過程における非線形な予測不確実性増加	CL-48+ 竹村 和人 (京大院理) 2016年8月後半のロスビー波の伝播及び碎波に伴うモンスーントラフ強化の予測可能性	MH-08+ 平田 英隆 (立正大・地球環境科学) 寒候期に温帯低気圧がもたらす強風の地域的特性
	SP3-09+ 金谷 有剛 (JAMSTEC) アジア大気組成観測静止衛星：第二幕を見据えて	TR-30+ 小林 健太 (IGSES) 対流圏界面付近の気温場が台風に与える影響について	CL-51+ 小林 ちあき (気象研) 2019年南半球成層圏突然昇温後の負の南極振動の持続(その2)	MH-10+ 平沢 尚彦 (極地研) 南極氷床上に展開した無人気象観測装置(AWS)の積雪深計の観測結果に基づく議論
	総合討論 樋口 篤志 (千葉大CEReS)	TR-31+ 金田 幸恵 (名古屋大学 ISEE) 多重壁雲台風のベストトラック相互比較	CL-52+ 植田 宏昭 (筑波大・生命環境) 令和2年7月豪雨・長梅雨時に日本の南海上で強化された高気圧の成因	MH-11+ 平沢 尚彦 (極地研) 南半球高緯度域におけるBe-7の濃度分布と時間変化
			ME-02+ 山本 竜也 (釧路気象台) 1945年8月15日は「晴れて暑かった」のかー観測記録と人々の記憶ー	

## 講演者索引

	講演番号		セッション番号				
	オンデマンド		口頭				
					Fujinami Hatsuki (藤波 初木)	PR-18	P4P
					Fujino Risako (藤野 梨紗子)	PR-02	P4P
					Fujita Mikiko (藤田 実季子)	OB-01	P1P
< A >					Fujita Tadashi (藤田 匡)	WF-09+	P3P C2P
Adachi Ahoro (足立 アホロ)	OB-12	P2A			Fujita Tadashi (藤田 匡)	SP3-08+	P4P A4A
Adachi Toru (足立 透)	PR-14	P4P			Fujiwara Keita (藤原 圭太)	TR-17	P3L
Aizawa Takuro (相澤 拓郎)	CL-50	P2A			Fujiwara Masatomo (藤原 正智)	MH-02	P4L
Akiyoshi Hideharu (秋吉 英治)	MC-09	P3L					
Alsepan Givo (アルセパン ギヴォ)	SP1-04+	P3P	A3A				
Amemiya Arata (雨宮 新)	WF-04+	P4P	C2P		< G >		
Amma Michinari (安間 碩成)	RD-03+	P3L	B4A		Gao Jiaxiang (高 嘉祥)	MH-12	P4L
Ando Yuta (安藤 雄太)	CL-44+	P2A	C4A		Geng Biao (耿 驃)	TR-14	P4L
Aonashi Kazumasa (青梨 和正)	WF-10+	P4P	C2P		Goto Yusuke (後藤 悠介)	PR-05+	P3P D2P
Araki Kentaro (荒木 健太郎)	PR-16+	P4P	D2P		Goto Yuta (後藤 優太)	PR-36	P4P
Araki Kentaro (荒木 健太郎)	PR-42+	P3P	D3A		< H >		
Asano Yuki (浅野 裕樹)	SP2-04+	P2A	A2P		Ha Hyunju (Ha Hyunju)	RD-02+	P4L B4A
Azegami Yasuhiko (畔上 泰彦)	EM-04	P2A			Hagihara Yuichiro (萩原 雄一朗)	SP1-12	P3P
					Hanado Hiroshi (花土 弘)	OB-20	P2A
					Hanado Hiroshi (花土 弘)	OB-21	P1P
< B >					Harada Yayoi (原田 やよい)	CL-41+	P1P C4A
Baba Yuya (馬場 雄也)	TR-33	P3L			Haraguchi Ryohei (原口 諒平)	MH-01	P3L
					Haraoka Hideki (原岡 秀樹)	PR-48	P4P
< C >					Hashimoto Akihito (橋本 明弘)	PR-23	P3P
Chiba Jotaro (千葉 丈太郎)	CL-10	P2A			Hashimoto Makiko (橋本 真喜子)	SP1-08+	P3P A3A
					Hashino Momoko (橋野 桃子)	TR-13	P3L
< D >					Hayashi Masahiro (林 昌宏)	RD-01	P3L
Dairiki Mitsuo (大力 充雄)	SP2-15	P2A			Hayashi Michiya (林 未知也)	CL-28	P2A
Doan Quangvan (Doan Quang Van)	WF-18	P4P			Hayashi Michiya (林 未知也)	CL-29+	P1P C3A
					Higuchi Atsushi (樋口 篤志)	SP1-15	P3P
< F >					Higuchi Atsushi (樋口 篤志)	SP3-01+	P4P A4A
Fudeyasu Hironori (筆保 弘徳)	TR-27+	P3L	B4A		Higuchi Taro (樋口 太郎)	CL-40	P2A
Fujibe Fumiaki (藤部 文昭)	CL-34+	P2A	C4A		Hirano Soichiro (平野 創一朗)	TR-18	P4L
Fujikawa Masahiro (藤川 雅大)	OB-02	P2A					
Fujikura Masato (藤倉 理人)	PR-25+	P3P	D2P				
Fujimoto Miku (藤本 美紅)	PR-41	P4P					

Hirasawa Naohiko (平沢 尚彦)	MH-10+	P4L	D4A	Iwata Kazuki (岩田 和樹)	PR-54	P4P	
Hirasawa Naohiko (平沢 尚彦)	MH-11+	P3L	D4A	< K >			
Hirata Hidetaka (平田 英隆)	MH-08+	P4L	D4A	Kamae Youichi (釜江 陽一)	CL-25+	P1P	C3A
Hirockawa Yasutaka (廣川 康隆)	PR-15+	P3P	D2P	Kamiya Asuka (神谷 明住香)	PR-12+	P4P	D2P
Hirose Hitoshi (広瀬 民志)	SP1-06+	P3P	A3A	Kamiya Misato (神谷 美里)	MC-08	P4L	
Hirota Kazuya (廣田 和也)	CL-39	P1P		Kanada Sachie (金田 幸恵)	TR-31+	P3L	B4A
Honda Takumi (本田 匠)	WF-03+	P3P	C2P	Kanamori Hironari (金森 大成)	CL-49	P1P	
Honda Takumi (本田 匠)	SP3-05+	P4P	A4A	Kanaya Yugo (金谷 有剛)	SP3-09+	P4P	A4A
Horie Hiroaki (堀江 宏昭)	OB-14	P2A		Kanemaru Kaya (金丸 佳矢)	SP1-02+	P3P	A3A
Hosokawa Tsubaki (細川 椿)	PR-35+	P3P	D2P	Kang Yunhee (姜 允熙)	PR-37+	P3P	D3A
Hotta Haruka (堀田 陽香)	CL-11+	P1P	C3A	Kanno Yuki (菅野 湧貴)	CL-17	P1P	
< I >				Katayama Takuhiko (片山 卓彦)	TR-28	P4L	
Ichii Kazuhito (市井 和仁)	SP3-02+	P4P	A4A	Kato Akane (加藤 茜)	CL-05	P1P	
Iguchi Takao (井口 敬雄)	MC-03	P3L		Kato Daisuke (加藤 大輔)	CL-16	P2A	
Ikehata Kohsuke (池端 耕輔)	TR-21+	P3L	B2P	Kato Ken (加藤 顕)	WF-17	P3P	
Ikuta Yasutaka (幾田 泰醇)	WF-11+	P3P	C2P	Kato Masaya (加藤 雅也)	CL-19	P1P	
Imada Yukiko (今田 由紀子)	CL-43	P1P		Kawabata Takuya (川畑 拓矢)	OB-05+	P1P	B3A
Imashimizu Yuji (今清水 雄二)	EM-01+	P1P	B3A	Kawabata Takuya (川畑 拓矢)	WF-13+	P3P	C2P
Irie Kenta (入江 健太)	MH-09	P3L		Kawabata Yasuhiro (川端 康弘)	TR-24+	P4L	B4A
Ishibashi Toshiyuki (石橋 俊之)	WF-06	P4P		Kawaguchi Kouhei (川口 航平)	PR-03	P3P	
Ishido Sora (石戸 空)	PR-55+	P3P	D3A	Kawai Hideaki (川合 秀明)	CL-13+	P1P	C3A
Ishidoya Shigeyuki (石戸谷 重之)	MC-13	P3L		Kawai Hideaki (川合 秀明)	SP2-01+	P2A	A2P
Ishii Shoken (石井 昌憲)	WF-23	P3P		Kawai Yuta (河合 佑太)	BL-01+	P3L	D3A
Ishiyama Ryota (石山 涼太)	MH-13	P3L		Kawase Hiroaki (川瀬 宏明)	CL-22	P2A	
Ishizaki Noriko (石崎 紀子)	CL-07	P1P		Kikuchi Maki (菊池 麻紀)	SP1-17	P3P	
Isoda Fusako (磯田 総子)	OB-11	P1P		Kinoshita Takenari (木下 武也)	TR-32	P4L	
Ito Akihiko (伊藤 昭彦)	MC-10	P4L		Kishita Naoki (木下 直樹)	PR-30	P4P	
Ito Junshi (伊藤 純至)	SP2-11+	P2A	A2P	Kitabatake Naoko (北畠 尚子)	PR-17+	P3P	D2P
Ito Kosuke (伊藤 耕介)	TR-15+	P3L	B2P	Kitamura Keitaro (北村 啓太郎)	EM-02	P2A	
Ito Rui (伊東 瑠衣)	CL-55	P1P		Kobayashi Chiaki (小林 ちあき)	CL-51+	P1P	C4A
Ito Soshi (伊藤 創司)	DY-04	P4L		Kobayashi Kenta (小林 健太)	TR-30+	P4L	B4A
Iwai Hironori (岩井 宏徳)	OB-07	P1P		Kodera Kunihiko (小寺 邦彦)	TR-12	P4L	
Iwakiri Tomoki (岩切 友希)	CL-01+	P1P	C3A	Kohara Nobuhiro (小原 亘広)	CL-33	P1P	
Iwao Koki (岩尾 航希)	MA-02	P4L					
Iwashita Hisato (岩下 久人)	SP1-13	P3P					



Nakayama Hideaki (中山 秀晃)	SP4-04	P1P		Roh Woosub (Roh Woosub)	OB-03	P1P	
Naoe Hiroaki (直江 寛明)	MA-10+	P4L	D4A	< S >			
Nasuno Tomoe (那須野 智江)	TR-06	P4L		Saito Kazuo (齊藤 和雄)	DY-06	P4L	
Nishihara Hiroki (西原 大貴)	SP2-09+	P2A	A2P	Saito Kazuo (齊藤 和雄)	PR-47	P3P	
Nishii Kazuaki (西井 和晃)	CL-04	P2A		Saito Makoto (齊藤 誠)	MC-14	P4L	
Nishimoto Shusuke (西本 秀祐)	DY-02	P4L		Sakai Tetsu (酒井 哲)	MC-06+	P4L	C2P
Nishizawa Keiichi (西澤 慶一)	CL-18	P2A		Sakazaki Takatoshi (坂崎 貴俊)	TR-09	P3L	
Noguchi Megumi (野口 萌)	MH-03+	P3L	D4A	Sakazaki Takatoshi (坂崎 貴俊)	TR-10	P4L	
Nozawa Daiki (野澤 大輝)	OB-09+	P1P	B3A	Sato Kaoru (佐藤 薫)	MA-07+	P3L	D4A
< O >				Sato Ryogo (佐藤 亮吾)	EM-06+	P2A	B3A
Ogasawara Koji (小笠原 宏司)	WF-15+	P3P	C2P	Sato Takuto (佐藤 拓人)	MH-07+	P3L	D4A
Ohara Ryota (小原 涼太)	DY-05+	P3L	D4A	Sato Yousuke (佐藤 陽祐)	SP3-04+	P4P	A4A
Ohashi Yukitaka (大橋 唯太)	SP2-10+	P2A	A2P	Satoh Masaki (佐藤 正樹)	SP1-07+	P3P	A3A
Ohashi Yukitaka (大橋 唯太)	SP2-12+	P2A	A2P	Satoh Shinsuke (佐藤 晋介)	OB-15+	P1P	B3A
Ohigashi Tadayasu (大東 忠保)	PR-19	P3P		Sawada Ken (澤田 謙)	WF-05	P3P	
Ohigashi Tadayasu (大東 忠保)	PR-44	P4P		Seiki Ayako (清木 亜矢子)	TR-04+	P4L	B2P
Ohno Yuichi (大野 裕一)	OB-04+	P2A	B3A	Seiki Tatsuya (清木 達也)	SP1-03+	P3P	A3A
Ohta Yoshiji (太田 佳似)	BL-04+	P4L	D3A	Seki Takanori (関 隆則)	ME-03	P3P	
Ohta Yoshiji (太田 佳似)	SP4-02	P1P		Seko Hiromu (瀬古 弘)	WF-08	P4P	
Ohya Yuta (大屋 祐太)	PR-13	P3P		Sera Shota (瀬良 将太)	CL-36	P2A	
Okabe Izumi (岡部 いづみ)	WF-24	P4P		Seto Rie (瀬戸 里枝)	OB-17	P1P	
Okachi Hiroki (岡地 寛季)	BL-05+	P3L	D3A	Seto Yoshihito (瀬戸 芳一)	PR-49	P3P	
Okamoto Kozo (岡本 幸三)	SP3-07+	P4P	A4A	Shigeta Yoshinori (重田 祥範)	SP2-08+	P2A	A2P
Okizaki Musashi (沖崎 武蔵)	OB-24	P2A		Shigeta Yoshinori (重田 祥範)	SP2-13+	P2A	A2P
Okui Haruka (奥井 晴香)	DY-07+	P3L	D4A	Shimizu Atsushi (清水 厚)	DY-01	P3L	
Ong Chiarui (王家瑞)	PR-01+	P3P	D2P	Shimizu Kensaku (清水 健作)	OB-23+	P1P	B3A
Orikasa Narihiro (折笠 成宏)	PR-28	P4P		Shimizu Shingo (清水 慎吾)	PR-06+	P4P	D2P
Ose Tomoaki (尾瀬 智昭)	CL-02	P2A		Shinoda Taro (篠田 太郎)	OB-18	P2A	
Ota Keisuke (太田 圭祐)	CL-14	P2A		Shiogama Hideo (塩竈 秀夫)	CL-26	P2A	
Ota Satoshi (太田 聡)	TR-19+	P3L	B2P	Shoji Yoshinori (小司 禎教)	OB-19	P1P	
Otaki Toshikazu (大滝 寿一)	TR-25+	P3L	B4A	Shoji Yoshinori (小司 禎教)	PR-08	P4P	
Otsuka Shigenori (大塚 成徳)	WF-22	P4P		Sugawara Hirofumi (菅原 広史)	SP2-02+	P2A	A2P
Oya Yasuhiro (大矢 康裕)	PR-46	P4P		Suido Makoto (出納 誠)	SP2-14	P2A	
< R >				Suzuki Kazue (鈴木 香寿恵)	CL-46+	P2A	C4A
				Suzuki Yuta (鈴木 裕太)	DY-03	P3L	
				Suzuki Yuto (鈴木 雄斗)	PR-10	P4P	
				< T >			

Tajiri Takuya (田尻 拓也)	PR-27	P3P		Ushio Tomoo (牛尾 知雄)	SP3-06+	P4P	A4A
Takahashi Nobuhiro (高橋 暢宏)	PR-20	P4P		Usui Ken (臼井 健)	MH-05	P3L	
Takahashi Nobuhiro (高橋 暢宏)	SP1-16	P3P		< W >			
Takahashi Nobuto (高橋 信人)	CL-03	P1P		Wakazuki Yasutaka (若月 泰孝)	BL-09	P3L	
Takano Tetsuo (高野 哲夫)	SP4-03	P1P		Wang Minrui (王 敏睿)	SP1-09	P3P	
Takasawa Fumiya (高澤 郁也)	PR-34	P4P		Watanabe Koichi (渡辺 幸一)	MC-12	P4L	
Takata Kumiko (高田 久美子)	CL-54	P2A		Watanabe Koichi (渡辺 幸一)	SP2-07+	P2A	A2P
Takatama Kohei (高玉 孝平)	SP2-06+	P2A	A2P	Watanabe Shingo (渡辺 真吾)	MA-03+	P3L	D4A
Takaya Yuhei (高谷 祐平)	CL-09	P1P		< Y >			
Takemi Tetsuya (竹見 哲也)	PR-04+	P4P	D2P	Yamada Kyohei (山田 恭平)	PR-45	P3P	
Takemura Kazuto (竹村 和人)	CL-47	P1P		Yamada Masaki (山田 将喜)	MC-11+	P3L	C2P
Takemura Kazuto (竹村 和人)	CL-48+	P2A	C4A	Yamagami Akio (山上 晃央)	WF-20	P4P	
Tamura Ryosuke (田村 亮祐)	OB-16+	P2A	B3A	Yamaguchi Hiroshi (山口 博史)	OB-10	P2A	
Tamura Ryosuke (田村 亮祐)	WF-07	P3P		Yamaguchi Munehiko (山口 宗彦)	TR-23+	P3L	B4A
Tanaka Mizuki (田中 瑞樹)	TR-02	P4L		Yamaguchi Tomoko (山口 智子)	PR-32	P4P	
Tanaka Taichu (田中 泰宙)	MC-04	P4L		Yamamoto Akira (山本 哲)	ME-01+	P3P	C3A
Tanaka Yuho (田中 優帆)	IM-01	P3L		Yamamoto Tatsuya (山本 竜也)	ME-02+	P4P	C4A
Tanoue Masahiro (田上 雅浩)	PR-40	P4P		Yamamoto Yuhei (山本 雄平)	SP3-03+	P4P	A4A
Tashima Shota (田嶋 壯太)	PR-53	P3P		Yamanaka Manabu (山中 大	EM-03+	P1P	B3A
Tochimoto Eigo (栃本 英伍)	PR-57	P3P		学)			
Tomita Kosuke (富田 洸祐)	OB-13+	P1P	B3A	Yamanaka Manabu (山中 大	TR-11+	P3L	B2P
Toyooka Daichi (豊岡 大地)	WF-12	P4P		学)			
Toyoshima Koichi (豊嶋 紘一)	SP1-11	P3P		Yamashita Katsuya (山下 克也)	PR-26	P4P	
Tsuchida Kou (土田 耕)	CL-30	P2A		Yamashita Takaya (山下 堯也)	PR-07	P3P	
Tsuji Taisei (辻 泰成)	PR-22	P4P		Yamatogi Takato (山磨 貴登)	CL-31+	P1P	C3A
Tsuyuki Tadashi (露木 義)	WF-02	P4P		Yamauchi Akira (山内 晃)	SP1-18	P3P	
< U >				Yamaura Tsuyoshi (山浦 剛)	WF-01	P3P	
Uchiyama Tsuneo (内山 常雄)	SP4-05	P1P		Yanase Tomoro (柳瀬 友朗)	TR-01+	P3L	B2P
Ueda Hiroaki (植田 宏昭)	CL-52+	P2A	C4A	Yanase Tomoro (柳瀬 友朗)	TR-08	P4L	
Ueda Hiroyasu (上田 博康)	SP4-01	P1P		Yanase Wataru (柳瀬 亘)	TR-20+	P4L	B2P
Ueno Satsuki (上野 颯希)	TR-16	P4L		Yano Yudai (矢野 雄大)	BL-07	P3L	
Ugumori Eisuke (鶉久森 英輔)	EM-08	P2A		Yasunaga Kazuaki (安永 数明)	TR-03+	P3L	B2P
Umehara Akihito (梅原 章仁)	PR-51	P3P					
Umehara Akihito (梅原 章仁)	PR-56	P4P					

Yasunari Teppeij (安成 哲平)	MC-07+	P3L	C2P
Yokoi Satoru (横井 覚)	TR-07+	P3L	B2P
Yonehara Hitoshi (米原 仁)	WF-19	P3P	
Yoshida Naoki (吉田 尚紀)	PR-11	P3P	
Yoshida Satoru (吉田 智)	PR-38+	P4P	D3A
Yoshida Satoru (吉田 智)	PR-39	P3P	
Yoshida Toshiya (吉田 敏哉)	EM-07	P1P	
Yoshino Jun (吉野 純)	CL-21	P1P	

大氣境界層 (BL)

# ラーゼディシミュレーションで必要とされる 力学コアの離散精度に関する研究

\* 河合 佑太(理研計算科学), 富田 浩文(理研計算科学)

## はじめに

大型計算機の発展とともに、全球大気モデルの空間解像度は、ラーゼディシミュレーション(LES)が対象とする空間スケールに迫りつつある。その際の問題点の一つは、力学コアに適用される数値スキームの精度である。全球非静力学モデルの力学コアでは低次精度スキームを用いることが多いが、低次精度スキームによる数値誤差が、Smagorinsky-Lilly 型の乱流モデルによる乱流混合を卓越する懸念がある。本研究では、移流項に焦点を当てて、惑星境界層乱流 LES で必要とされる数値スキームの精度の条件を定式化する。また、導いた条件の妥当性を数値実験により調べる。

## LES に必要な数値精度の条件の導出

渦粘性項をラプラシアン項とクロス項に分解し、それぞれを移流スキームに伴う数値粘性項と数値分散項で比較する。数値粘性に関する条件は、渦粘性項のラプラシアン項に対する数値粘性項に伴う減衰の定数比( $R_{diff}$ )として書く。一方、数値分散に関する条件は、数値分散項に対する渦粘性項のクロス項に伴う位相速度の比( $R_{disp}$ )として書く。これらの比は、波長  $l \Delta x$  ( $l=1,2,3,\dots$ ,  $\Delta x$  は格子幅)に対して、

$$R_{diff} = \eta \left( \frac{m}{\pi} \right)^{\frac{4}{3}} \frac{(2\pi C_s)^2 \eta}{|U| \gamma_{adv}} \left( \frac{l}{\pi} \right)^{2(n-1)} (\Delta x)^{\frac{1}{3}} \beta_e(l, n).$$

$$R_{disp} = \frac{\eta'}{2^{2n}} \left( \frac{m}{\pi} \right)^{\frac{1}{3}} \frac{(\pi C_s)^2}{|U| \tilde{a}_{num, 2n+1}} \left( \frac{l}{\pi} \right)^{2n} (\Delta x)^{\frac{1}{3}} (\tilde{\beta}(l, n))^{-1}$$

と導かれる。ここで、 $C_s$  は Smagorinsky 定数、 $m$  は格子幅に対するフィルタ長の比、 $\gamma_{adv}$  は移流速度と関連づけた数値粘性の無次元強度、 $|U|$  は背景風の大きさである。また、渦粘性係数に含まれる歪み速度テンソルの典型的な大きさは、三次元一様等方乱流の理論に基づいて格子幅と関連づける。ただし、その関係式に含まれる未知係数( $\eta, \eta'$ )は、数値実験から決定する。数値誤差項が渦粘性項を卓越しないためには、 $R_{diff}$  と  $R_{disp}$  が 1 よりも十分に大きくなければならない。

## 数値実験による検証

[設定] Nishizawa et al. (2015) に基づく惑星境界層乱流の理想実験を、領域非静力学モデル SCALE-RM を用いて実施する。計算領域は  $9.6 \times 9.6 \times 3 \text{ km}^3$  であり、格子幅は 10 m に設定する。初期条件として、安定成層した大気に温位擾乱を与える。初期の水平背景

風は 5 m/s であり、下端で  $200 \text{ W/m}^2$  の熱フラックスを与えて、4 時間積分する。移流スキームとして、3, 5, 7 次精度の風上スキーム(UD), 2, 4, 6, 8 次精度の中心スキーム(CD)を用いる。風上スキームには陰的に数値粘性が含まれており、その強さは風速に比例する。中心スキームには数値粘性項が含まれないので、数値安定性のために陽に付加する。減衰の定数は 2 倍の格子幅に対して約 1 分とし、微分階数(ND)は、基本的に中心スキームの精度の次数と同じに選択する。

[結果] 数値実験の結果から未知係数を決定し、各精度のスキームに対する  $R_{diff}$ ,  $R_{disp}$  の格子幅と波長に対する依存性を調べた(図(a)). ここでは、一つの基準として、これらの比が 8 格子よりも長波長に対して 10 以上であることを要請とする。このとき、数値粘性の観点では、2 階微分より高階の数値粘性項を付加する中心スキームは許容される。風上スキームでは、5 m/s 程度の背景風でも、少なくとも 5 次精度が必要である。一方、数値分散の制約は、中心スキームと風上スキームの両方で、数値粘性に比べて厳しい。 $R_{disp}$  は  $R_{diff}$  に比べて 1-2 桁小さく、最低でも 7 次精度が必要である。数値実験から得られたエネルギースペクトルを図(b)に示す。どの精度のスキームでも、エネルギースペクトルは、 $l \sim 10$  よりも短波長側で  $-5/3$  乗則を下回る。風上スキームに対するエネルギースペクトルは、 $l=8 \sim 10$  より短波長で、対となる精度の中心スキームよりも小さく、 $R_{diff}$  から得られる示唆と整合する。

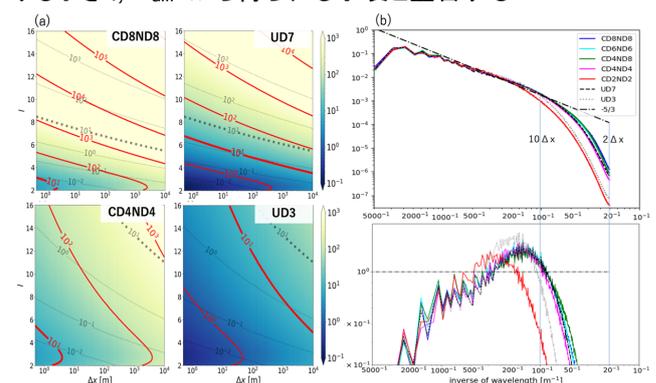


図: (a) 各精度の移流スキームに対する  $R_{diff}$  と  $R_{disp}$  の解像度と波長に対する依存性。ここで、 $R_{diff}$  を赤色の実線とトーン、 $R_{disp}$  を黒色の破線を示す。数値実験の結果に基づいて、 $|U|=5 \text{ m/s}$ ,  $\eta=0.15$  として計算した。(b) 3次元速度のエネルギースペクトル(上図)。下図は、上図の一点鎖線に対するエネルギースペクトルの比である。

## 今後の課題

全ての項を高精度で離散化した場合の効果を調べる。その際には、物理性能と計算性能のバランスがとれた力学スキームを探索する。

## 中小規模都市における夜間都市境界層の形成と卓越風の関係

\*中村祐輔(立正大・院), 渡来靖, 中川清隆(立正大)

### 1. はじめに

近年, リモートセンシング機器を用いた大気境界層高度 (PBLH) の観測が盛んだが, 都市内での観測では 1 箇所の定点観測がほとんどである. しかしながら都市内の PBLH は局所性が強く, その特徴について未解明な部分が多い (Barlow, 2014). そこで本研究は, 関東平野内陸部に位置する埼玉県熊谷市において, PBLH および 3 次元風速の空間分布の把握を目的としたドップラーライダー(DL)の移動観測を実施した. 本稿では計 34run の内, 2018 年 5 月 11 日および 2019 年 9 月 12 日の観測結果を報告する.

### 2. 観測概要

移動観測は, DL (LR-S1D2GA: 三菱電機社製) を軽トラックの荷台に設置し実施した. DL は視線方向風速および信号対雑音比を測定した. 本事例は, 夜間の都市境界層構造の把握を目的に観測を行なった. 図 1 は, DL の移動観測ルートを示す. 本研究では, 熊谷市街地を南北方向へ縦断するルート①と東西へ横断するルート②を設定した. DL は仰角  $69^\circ$  の PPI スキャンに設定した. ただし, 移動中の 3 次元風速の計測が困難であるため, P1~P20 において各地点 2 分間停車し計測した. 5 月 11 日および 9 月 12 日において, 3 回および 4 回の走行をそれぞれ実施した.

### 3. DL による PBLH 算出方法

DL による PBLH 算出には, 鉛直風  $W$  の分散に閾値を設定する方法 ( $\sigma_W^2$  閾値法) を用いた.  $\sigma_W^2$  の閾値は Schween et al. (2014) を参考に  $0.16\text{m}^2/\text{s}^2$  と定義した. そして,  $\sigma_W^2$  が下層から連続的に  $0.16\text{m}^2/\text{s}^2$  以上となった最高高度を PBLH として算出した.  $\sigma_W^2$  の算出には VAD 法によって算出された  $W$  を用いた.

### 4. 夜間における都市境界層の形成

本稿では卓越風向が異なる 2 事例の都市境界層を比較する. 図 2 は, 移動 DL のルート②における  $\sigma_W^2$  と水平風の経度-高度断面図を示す. ここで黒実線は PBLH を示す. なお, 両事例ともにルート①の観測結果では, 市街地中心部で PBLH の最高値が表れ, 都市境界層の形成が確認された (図省略).

5 月 11 日のルート②において PBLH の高い領域は, 市街地中心部~東側に表されており (図 2a), 最高値が示されたのは P17 および P18 であった (約 220m). 一方, 9 月 12 日のルート②において PBLH が高い領域は市街地中心部~西側に表され (図 2b), 5 月 11 日の事例とは位置が大きく異なる. 両者の特徴の違いについて卓越風との関係を考える. 5 月 11 日のルート②では地上~高度約 150m まで西寄りの風が吹走したが, 9 月 12 日は地上~高度約 500m まで

で東寄りの風であり, 両事例で風向が真逆である. このことから, 両事例における都市境界層の最高高度出現位置は卓越風の影響を受けて, 風下側へ流されたことが推測される.

学会当日は, 観測を実施した計 34run の結果についてもまとめて発表する.

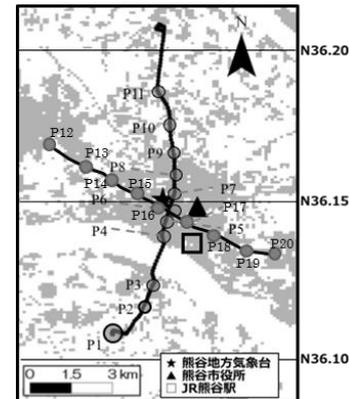


図 1 ドップラーライダーの移動観測ルート(埼玉県熊谷市). ○は停車観測地点, 灰色領域は都市領域を示す.

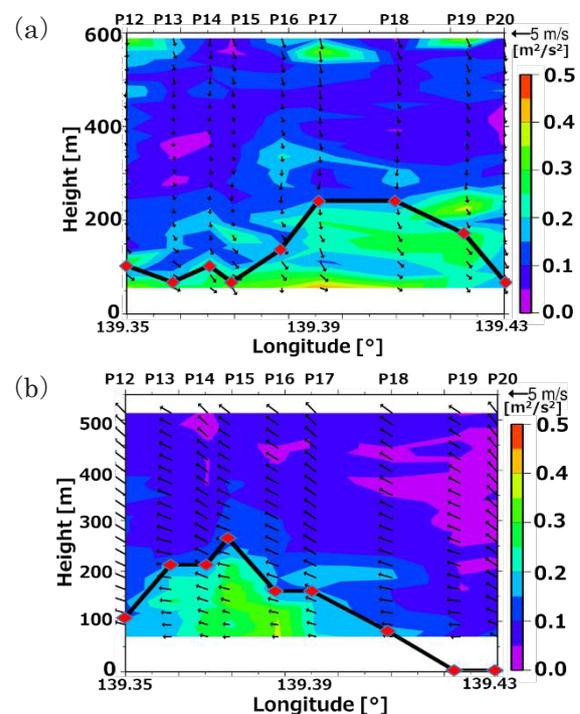


図 2 2018/5/11 22:15~24:22(a)と 2019/9/12 22:01~24:07(b)のルート②における  $\sigma_W^2$  および水平風(仰角  $69^\circ$ )の経度-高度断面図. 黒の実線は PBLH を示す.

謝辞: 本研究は, 熊谷市の「めざせ! 暑さ対策研究日本一支援事業」の支援を受けた.

# 地表大気の温度分布と上方蜃気楼像の形態との関連性

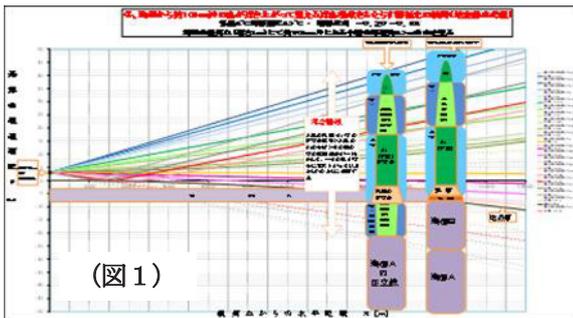
中 田 潔 ( 一 般 )

Kiyoshi Nakata ( NO affiliation )

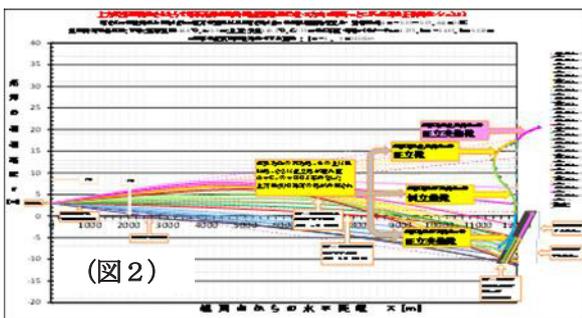
## 1. はじめに

路面上2 m水平距離5 0 0 m程度の空間に発生する光の屈折現象である「逃げ水」の発生メカニズムと像の特性については、昨年秋の発表会において、空気の絶対屈折率を用いて計算した光線経路図を活用して定量的に説明することができた。

また、対象領域を高度5 0 m水平距離1 0 k m程度まで広げて地表面の曲率も考慮し、地表付近の大気の気温分布を適切に設定すれば、「浮き島」像の軌跡図(図1)や「上方蜃気楼」像の軌跡図(図2)も、同じ計算プログラムを用いて描くことができるし、それらの像の特性を定量的にシミュレーションできることが示せた。



(図1)

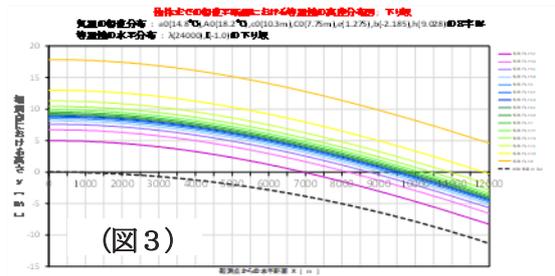


(図2)

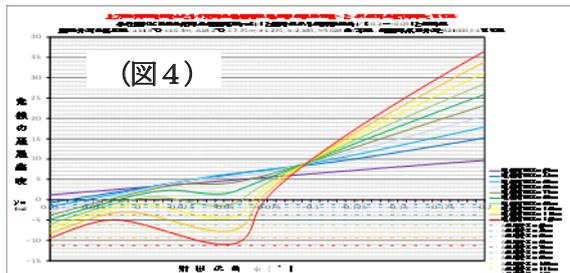
## 2. 気温分布と蜃気楼像の形態との関連

今回は、上方蜃気楼発生時における大気の等温線分布(図3)の特性と、光線の定点通過高度図(図4)から予測される蜃気楼像の特性とを比較して、気温分布と蜃気楼像の形態との関連について調べた結果、次のようなことがわかった。

(1) 海岸地域に発生する上方蜃気楼は、冷海水面上に厚さ1 0 m程度の冷氣層、その上に数℃以上温かい暖気層が水平に1 0 k m以上の広範囲にわたって存在する環境下で発生する。



(図3)



(図4)

(2) 図4のグラフを分析すると、平常時の写真から蜃気楼発生時の写真(図5)を合成できる。



(図5) 生地鼻燈台蜃気楼合成写真

(3) 気温に関しては、鉛直分布はS字型、高度1 0 m付近に厚さ1 m程度の不連続面が水平に形成され、上向きだった光線の一部は、この不連続面で全反射し、反転した蜃気楼像をつくる。  
 (4) 不連続面の高さが、鉛直方向や水平方向にまたは時間的に変動することにより、のっぽ像、屈曲反転像、バーコード像、圧縮像など、上方蜃気楼に特有の映像が形成される。

## 3. 上方蜃気楼を生じさせる局所気団の形成

富山湾沿岸では特定の季節・時間帯・天候・気温の時に上方蜃気楼がよく発生することが知られている。この事実とこれまでの考察とをもとに、富山湾・富山平野・北アルプスを含む一帯において、三つの局所気団が定常的に形成されているときに蜃気楼を生じるとの仮説をたてるに至った。

# 温低化過程の台風 1920 号の突風解析の試み

\*太田佳似（気象予報士会 関西支部）

## 1. はじめに

2019年の台風20号が、10月21日18時頃に温低化し、紀伊半島の南を東進する際(図1)、大阪府柏原市(八尾アメダス南東2km)で、23時頃を中心に、歩行が困難なほどの激しい突風が約30分間断続的に続いた。温低化した台風が最接近の状況下ではあったものの、平均風速としては5m/s前後であった。また、近畿各地で21～23時頃に最大瞬間風速の大きなピークが観測された(図2)。

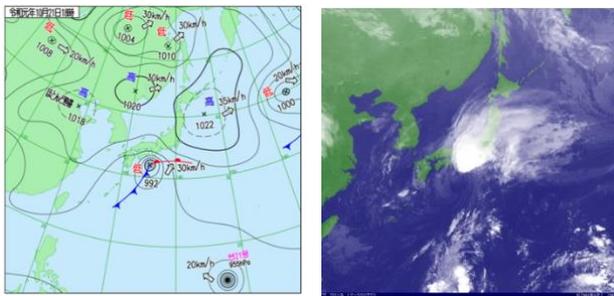


図1 2019年10月21日21時の天気図と赤外線雲画像



図2 最大瞬間風速のピーク 図3 平均風速と最大瞬間風速の相関図

## 2. 突風の観測

突風は、竜巻の他、ダウンバーストやガストフロントによるものなど、その成因は複雑である。また地形や地表面粗度の影響を大きく受け、時間・空間スケールも小さく、限られた観測点だけでは捉えることが難しい。

気象庁では、災害発生時に、現場に職員を派遣し、「竜巻等の突風データベース」として分布図等も公開している。但し、これは災害が生じた突風であり、被害を伴わなかった突風も含めた分布を捉えた例は少ないのが現状と思われる。

## 3. 解析の手法

突風は1秒平均風速値などを用いて、立ち上がり時間の短い記録を抽出できることが理想的であるが[1]、広範囲の観測データを得ることは難しい。そこで本報告では、気象庁の「過去の気象データ」から、平均風速と最

大瞬間風速の10分ごとの記録を用いることとした。突風率としては最大瞬間風速/最大風速などが用いられるが[2]、実際に突風が起きたと期待される観測を抽出するために、ここでは平均風速と最大瞬間風速の相関を取り、そこからの偏差の大きな最大瞬間風速の記録を「突風期待観測」として抽出した。

台風20号が温低化した前後の2019年10月21日12時～翌10月22日06時までの18時間について、近畿2府4県と三重県の75地点の平均風速と最大瞬間風速の観測値を用いた。各地点の期間内の平均風速と最大瞬間風速の相関を取り、標準偏差値 $\sigma$ に対して、 $\sigma$ ,  $2\sigma$ ,  $3\sigma$ より大きな最大瞬間風速の観測を「突風期待観測」として抽出した。図3に八尾アメダスでの平均風速と最大瞬間風速の相関図を示す。

## 4. 解析の結果

図4に突風期待観測点(赤印)の分布図の一例を示す。また、突風期待観測点数の時間変化を図5に示す。後者より近畿地方で最も多く突風が吹いたのは、10月21日22時～23時頃と推定される。

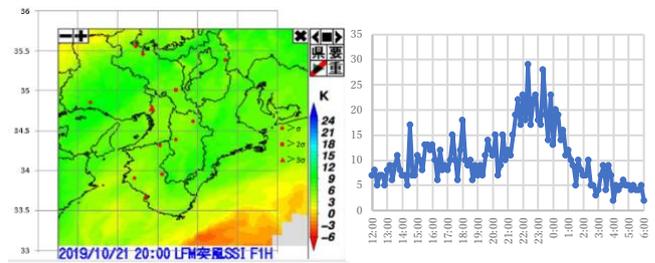


図4 突風期待観測点の分布 図5 突風期待観測点数

## 5. 考察

突風の主な成因が、気象庁の「竜巻等の突風調査の概要」に述べられているように、竜巻やダウンバースト、ガストフロントであれば、対流活動が活発な領域で発生すると考えられる。図4はLFMによる1時間後(10月21日21時)のSSIデータ(気象庁奈良地方気象台提供)と同時刻の突風期待観測点を重ねたもので、高SSI領域周辺に分布していることが確認できる。

## 参考文献

- [1]友清依利子他,2010,風速の立ち上がり時間に着目した突風の性状,日本風工学会年次研究発表会,118-123  
[2]桑形恒男,1993,大型台風にともなった気象官署の突風率の長期変化, 天気 40(2),91-97

# 大気境界層内の雨滴と海面砕波飛沫が有するバルク係数への影響と観測より得られた粒径分布の特徴

\*岡地寛季 (北海道大学大学院工学院), 山田朋人 (北海道大学大学院工学研究院)

## 1. はじめに

大気境界層内に存在する雨滴と海面砕波飛沫 (以下、飛沫)、海面波は大気と海洋の相互作用に影響をもたらす。これまでに大気海面間運動量フラックスにもたらす雨滴の剪断応力の影響に関して[1], [2]や飛沫がもたらす影響[3]についての議論がある。また、雨滴と飛沫の両者の存在を加味した抵抗係数が、既存の飛沫の存在を加味した抵抗係数に雨滴の剪断応力を加えることで表現される[4]。同背景より、大気境界層内に存在する雨滴や飛沫の挙動や数密度を把握することが必要となる。しかし、暴風下での観測や雨滴と飛沫を分類することは困難である。

本研究では、大気境界層内に存在する雨滴と飛沫が大気と海面間で交換されるフラックス量を表すバルク係数に関する解析、ディストロメータを用いた海洋上での観測から飛沫と雨滴の粒径分布、船舶レーダを用いた観測から面的に分布する粒径分布の推定を行った結果を示す。

## 2. 雨滴と飛沫を考慮したバルク係数

バルク係数は抵抗係数のみならず、顕熱交換係数や潜熱交換係数がある。潜熱と顕熱を合わせたものとしてエンタルピー交換係数がある。この値と抵抗係数の比は台風の MPI[5]において重要な意味を持つ。本研究では、飛沫と雨滴、波を考慮したそれぞれのバルク係数からエンタルピー交換係数と抵抗係数の比を求めた[6]。

## 3. 雨滴および飛沫の観測

ディストロメータを用いた観測は夏期に和歌山県田辺湾沖 1.8 km にある京都大学防災研究所の田辺中島高潮観測塔 (以下、観測塔) で行った。同観測では雨滴と飛沫の粒径スケールが同程度である 1 mm 以下の粒径分布に着目して観測を行った。レーダ観測から無降雨時間を抽出し、風速別に粒径分布を示すと風速と共に 1 mm 以下の粒子数が増加する傾向があり、飛沫の粒径分布であると考えられる[6]。

船舶レーダを用いた観測は同地域の海岸に設置した観測塔周辺の海面および海面から 2.7km 程度の高さまでを二台のレーダにより観測した。暴風時における大

気境界層内に存在する雨滴と飛沫の観測データを得た。また、レーダ観測は電磁波の散乱理論に立脚することから、Mie 散乱原理から粒径分布を推定する手法を開発した[7]。同手法を用いて、無降雨時に得られた観測結果より海面から 100 m 高さ以下に存在する飛沫と雨滴の粒径分布の鉛直分布を推定した。

## 4. まとめ

大気境界層内に存在する雨滴と飛沫が大気と海面間で交換されるフラックスに対して影響をもたらすという背景から、本研究ではそれらがバルク係数に与える影響を評価した。また、ディストロメータを用いた観測からそれぞれの粒径分布を推定した。レーダ観測では雨滴と飛沫の挙動を捉えた。さらにレーダ観測が電磁波の散乱理論に立脚することから、同理論に基づき粒径分布を推定した。今後はそれぞれの解析結果に基づく大気境界層の雨滴および飛沫の挙動をまとめ、気象現象へ与える影響を評価する。

## 参考文献

- [1] Caldwell, D. R. and Elliot, W. P.: Surface stresses produced by rainfall, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.1, pp.145-148, 1971.
- [2] Caldwell, D. Y. and Elliot, W. P.: The effect of rainfall on the wind in the surface layer, *Boundary-Layer Meteorology*, Vol.3, pp.146-151, 1972.
- [3] Andreas, E. L.: Spray stress revisited, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.34, pp.1429-1440, 2004.
- [4] 岡地, 山田, 渡部: 大気海面間での運動量交換に与える砕波飛沫と雨滴の影響, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 74(4), I\_265-I\_270, 2018.
- [5] Emanuel, K. A.: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics, *J. Atmos. Sci.*, Vol.52, pp.3969-3976, 1995.
- [6] 岡地, 山田: 波齢と砕波飛沫の影響を含めた運動量交換係数を基に導出した海面からの潜熱・顕熱交換係数, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 74(5), I\_265-I\_270, 2018.
- [6] 岡地, 山田ら: ディストロメータを用いた海上における 2013 年夏季の降雨観測, 土木学会論文集 G(環境), Vol. 75, I\_41-I\_46, 2019.
- [7] 岡地, 山田: 船舶レーダによる 2018 年夏季の観測と散乱理論に基づく粒径分布のパラメータ推定手法, 土木学会論文集 B1(水工学), 2020, 投稿中.

## 伯耆大山で発生する斜面温暖帯の観測

\*牧園善樹, 重田祥範(公立鳥取環境大学)

### 1. はじめに

鉛直方向の気温は、大気安定度起因した気温減率によって左右され、一般的には、標高が高くなるにつれて気温も低下していく。その一方で、大気安定状況によっては、地上付近よりも数百m上空の空気塊の方が高温になる接地逆転層が出現する場合もある。筑波山の斜面では、静穏な夜間に地上に比べて斜面中腹の気温が高くなる斜面温暖帯の存在が報告されている(吉野, 1982)。さらに、植田ほか(2011)は、筑波山にて4斜面の気象観測をおこなった。その結果、北斜面に比べ、東斜面の方が逆転層の発生頻度が高いことを明らかにしている。

本研究では、鳥取県西部に位置する標高 1729m の大山を対象として寒候期に発生する斜面温暖帯の観測を海拔約 10mから約 800mのあいだでおこなった。大山は、中国地方の最高峰であり、鳥取県西部の旧国名が伯耆国であったことから伯耆大山(ほうきだいせん)とも呼ばれている。本観測では、大山の東西南北それぞれ4斜面において気温を測定し、4斜面で発生する斜面温暖帯の地理的特徴について明らかにする。

### 2. 観測概要

自然通風式シェルターに気温センサ(TR-5106:T&D社)を挿入し、標高約200m毎に1斜面につき5地点の計20地点で定点型の気温観測を実施した。気温のサンプリング間隔は5分毎である。観測地点を第1図に示す。

### 3. 解析方法

解析データは、2020年1月13日～3月31日の寒候期を用いた。各斜面の観測された気温データに対して前後10分間の中央平均を施した。本研究では、観測データから斜面温暖帯を定量的に議論するため斜面温暖帯指数(thermal belt index)を算出する。算出式を以下の(1)式に示す。なお、この斜面温暖帯指数は、過去の研究でもいくつか用いられている(たとえば、堀ほか, 2006)。

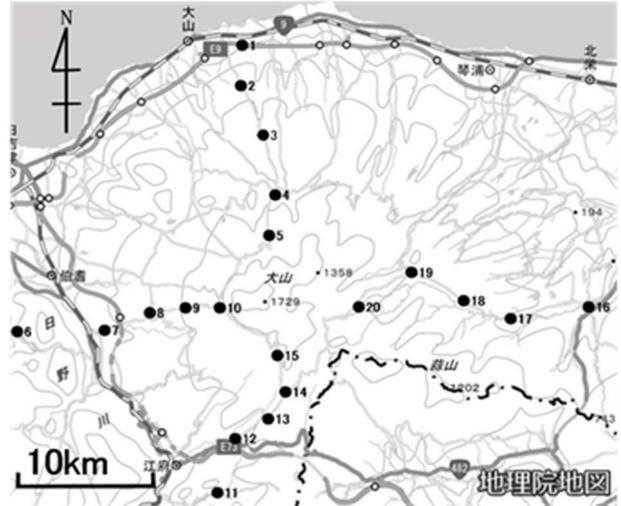
$$TBI(h, t) = T_s(h, t) - T_f(t) \quad (1)$$

ただし、 $T_s(h, t)$ :斜面上 $h$ , 時刻 $t$ での気温、 $T_f(t)$ :同時刻の山麓での気温である。この指標を用い、各斜面の一番低い地点を $T_f(t)$ 、その他の地点を $T_s(h, t)$ とした。この差が正となる時間をカウントし、データの個数で割ることで斜面温暖帯の出現頻度とし算出した。

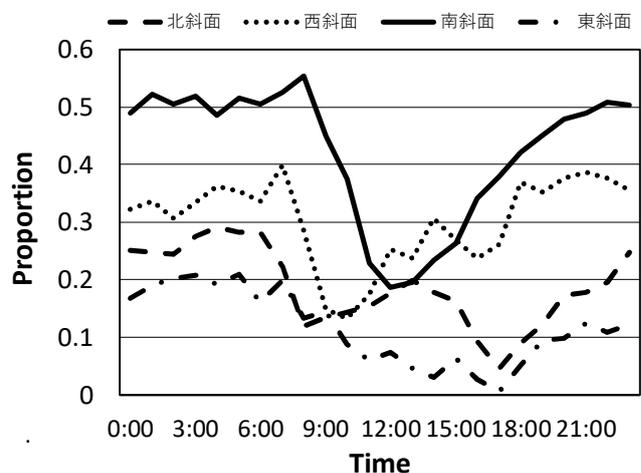
### 4. 結果

大山山麓における斜面温暖帯の発生頻度を平均すると

南斜面、西斜面、北斜面、東斜面の順でそれぞれ、0.421, 0.302, 0.187, 0.116 であり、南斜面は東斜面の約4倍となっていることが明らかとなった。一方、時間帯別では、すべての斜面で日中は出現頻度が低く夜間に高くなる傾向であった(第2図)。



第1図 伯耆大山における気温観測地点



第2図 各斜面における斜面温暖帯の時間別出現頻度

### 引用文献

- 吉野正敏, 1982: 筑波研究学園都市の低温と接地逆転層の発達. 筑波大学水理実験センター報告, (6), 35-44.  
 植田宏昭, 小堀祐人, 大庭雅道, 井上知榮, 釜江陽一, 池上久通, 竹内茜, 石井直貴, 2011: 筑波山東西南北4斜面における高度100m間隔での通年観測. 天気, 58(9), 409-410.  
 堀正岳, 植田宏昭, 野原大輔, 2006: 筑波山西斜面における斜面温暖帯の発生頻度と時間変化特性. 地理学評論, 79-1, 26-38.

# 立正大学・熊谷キャンパスにおけるドップラーライダーで観測されたストリーク構造発生時の風向・風速の特徴

\*矢野雄大（立正大・院）・渡来靖（立正大）

## 1. はじめに

大気境界層内の対流・乱流は、熱・運動量などの直接的な輸送を担っている。そのため、対流・乱流の特性把握は重要であり、大気境界層内の風観測は極めて重要である。近年リモートセンシングによりドップラーライダー（以下DLと略記）を用いて上空や遠方の風向・風速のリモート計測が可能となった。高峯ほか（2016）では、立正大学・熊谷キャンパスのDL（地上45 mに設置）で観測したel.0（仰角0°）のPPI走査によるvlos（視線風速）から、強風と弱風のペアが複数みられる筋状構造（ストリーク構造）を捉えた。一方で、八木ほか（2015）ではストリーク構造の筋間隔は、大気境界層内の風速の鉛直シアーが重要な物理パラメータであると述べられている。しかし、DLを用いた大気境界層の長期に渡る連続観測・解析は少なく、特に内陸部におけるストリーク構造の観測事例はほとんどないため、ストリーク構造の実態は十分に明らかになっていない。

本研究では、立正大学・熊谷キャンパスでDLにより観測されたストリーク構造発生時の風向・風速の特徴について、発生していない場合と比較し、発生条件について検討した。

## 2. 研究方法

### 2.1 研究対象地域と使用データ

対象地域は埼玉県北部の熊谷市にある立正大学・熊谷キャンパスである。解析対象期間は、2015年6月～7月、2015年11月～2016年7月までの11か月間である。本研究で用いたデータは、DLのvlos（el.0）データ、近傍の地上観測サイトとして立正大学気象観測露場（気温、降水量、風向）を利用した。風速に関しては、熊谷地方気象台を利用した。

### 2.2 DLの設定と位置関係

使用したDLの設定は、観測範囲60–630m、解像度30mで、観測時間間隔は6分ごと、仰角0–70度の範囲を10度刻みにPPI観測を行った。設置場所は立正大学熊谷キャンパス内学生寮屋上であり、標高約100mである。また、気象観測露場（標高55m）より45m高い地点にある。学生寮から北西におよそ400m地点に露場、露場から北東約5km地点に熊谷地方気象台がある。

### 2.3 DL画像の選定

DL観測データを八木ほか（2014）を参考に、「ストリーク発生時」、「非発生時」、「その他」（欠測、Rain、Error）に分類した。

## 3. 熊谷で観測されたストリーク構造の風向・風速について

図1に春季（2016年3月～5月）の「ストリーク構造発生時」と「非発生時とその他」の風配図を示す。発生時の風向として北西は全体の23%を占め最も高かった。北西寄り（292.5～337.5）の場合は、全体の50.4%を占めていた。東北東～南の場合は、全体の37.6%であった。一方で、「非発生時とその他」は、北西は全体の8.6%を占め最も高かった。北西寄りの場合は、全体の23.5%であった。東北東～南の場合は、全体の40.3%であった。よって、春季において「ストリーク構造発生時」・「非発生時とその他」でも風向は、北西寄りと東寄り～南が多い事がわかった。夏季（2015年6～7月、2016年6～7月）・秋冬季（2015年11月～2016年2月）についても同様に調査し、夏季は東寄り～南、秋冬季は北西寄りが多かった。このことから、ストリーク構造発生時

の季節ごとの風向変化は発生時特有の特徴というより、季節ごとの卓越風向を反映していると考えられる。

一方で、春季における風速階級別のストリーク構造発生頻度（図2）を見ると、地上風速（熊谷地方気象台：地上16m）が $4\text{ ms}^{-1}$ 以上になると、ストリーク構造の発生率が5割を超え、 $6\text{ ms}^{-1}$ 以上になると、発生率がおよそ8割に達する。また、夏季、秋冬季においても同様のことを確認した。このことから、ストリーク構造の発生数は風速に強く依存し、風速が強いほどストリーク構造が発生しやすいと考えられる。

以上のことから、ストリーク構造は、風向は発生のための必要条件ではないが、発生時の風向は季節変化を伴い、風速の大きさに依存し発生することがわかった。

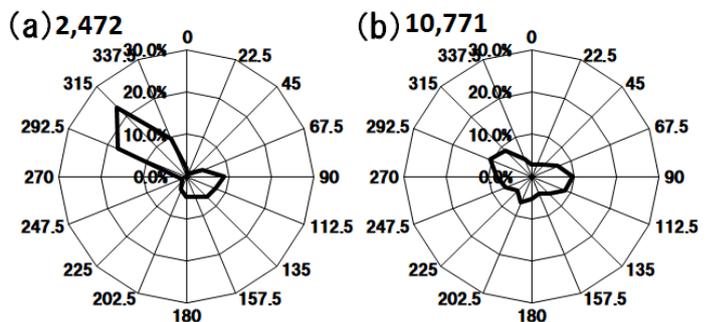


図1：春季における(a)ストリーク構造発生時の風配図と、(b)ストリーク構造非発生時とその他の風配図。(a)は2016年3月から5月の間に発生したストリーク構造の発生数に対する各風向の発生数の割合を示し、(b)は2016年3月から5月の間の10分平均風向観測数から発生したストリーク構造の発生数を引いたデータ数に対する各風向の発生数の割合を示す。

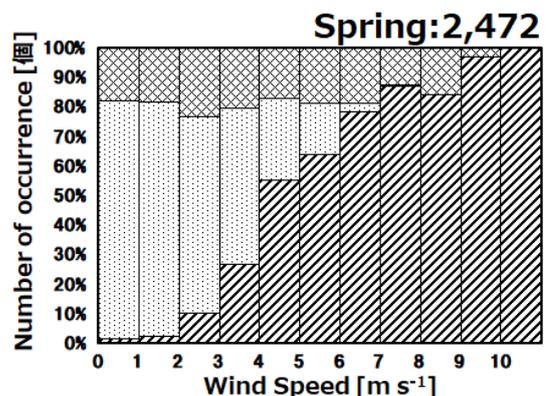


図2：春季（2016年3月～5月）の風速階級ごとのデータ数に対する各画像分類による風速階級ごとのデータ数の割合。斜線がストリーク構造発生時、点印が非発生時、網線がその他を示す。

## 参考文献

- 高峯良規, 吉崎正憲, 渡来靖, 中川清隆, 配島徹也, 武井祐興, 2016: 立正大学・熊谷キャンパスにおけるドップラーライダーによる水平風の観測. 地球環境研究, 18, 49–55.
- 八木綾子, 稲垣厚至, 神田学, 藤原忠誠, 藤吉康志, 2014: 相似則に基づいた大気層における水平乱流場の分類. 土木学会論文集 B1 (水工学), 70, 325–330.
- 八木綾子, 稲垣厚至, 神田学, 藤原忠誠, 藤吉康志, 2015: ドップラーライダーを用いた筋状乱流構造の間隔に関する研究. 土木学会論文集 B1 (水工学), 71, 415–420.

# G20 大阪サミットおよび新型コロナウイルスによるヒートアイランド緩和効果

\*中島 虹, 高根雄也 (産業技術総合研究所), 亀卦川幸浩 (明星大学), 古田泰子, 高松大樹 (株式会社ドコモ・インサイトマーケティング)

## 1. はじめに

都市における人工排熱はヒートアイランド現象の要因の一つとされている。いくつかの観測的研究では平日と休日の気温差 (Fujibe 2010) や春節とそれ以外の期間の気温差 (Dou and Miao 2017) などから数日間の人工排熱量の変動が気温に与える影響が示唆されている。第14回金融・世界経済に関する首脳会合 (以下G20) が2019年6月28, 29日に大阪市内で開催された。この期間中は大規模な交通規制が行われ、休業する企業もみられた。そのため、平常時と比較して人工排熱量が少ない期間であったと考えられる。本研究ではG20に伴う交通規制などによる人工排熱量低下の定量化と、それに伴うヒートアイランド緩和効果を評価する。

## 2. 手法

以下では2019年6月21日 (金), 22日 (土) を平常時, 6月28日 (金), 29日 (土) をG20期間として解析を行う。G20期間における大阪市内の人間活動の実態を把握するため、NTTドコモのモバイル空間統計による1時間ごとの500mメッシュ人口データ, 日本道路交通情報センターによる5分ごとの断面交通量情報を利用した。それらによると, G20期間の日中における大阪市内オフィスビル街の人口および大阪市内の交通量はそれぞれ5%および30%程度平常時の同時刻と比較して低下した (図1)。

G20に伴う人工排熱量変動の気温への影響を検証するために, Kikegawa et al. (2014) により開発されたWRF-CM-BEMを用いた。計算領域は大阪市を含む西日本を覆う範囲とし, 水平解像度5kmから1kmのネスティングを施した。入力データとしてNCEP/NCAR再解析値, 海面温度にRTG SST HRを用いた。初期時刻を2019年6月10日9時とし, 6月30日9時までの20日間計算を行った。計算期間のうち, 助走期間として初期時刻からの5日間, さらに, 強い降水のあった6月27日を除いた期間を解析期間とした。

## 3. 結果

図2に解析期間における大阪地方気象台および数値

モデルの地上気温日変化を示す。数値モデルは観測値に対して気温の負のバイアス ( $-0.38^{\circ}\text{C}$ ) がみられる。しかし, 二乗平均平方根誤差 (RMSE) は $1.1^{\circ}\text{C}$ であり, 気温の日変化を概ね再現している。

発表では, G20における人工排熱量低下を定量化した結果, および人工排熱量低下に伴うヒートアイランド緩和効果について報告する。また, 新型コロナウイルスによる外出自粛のヒートアイランドに対する影響を同様に評価する。

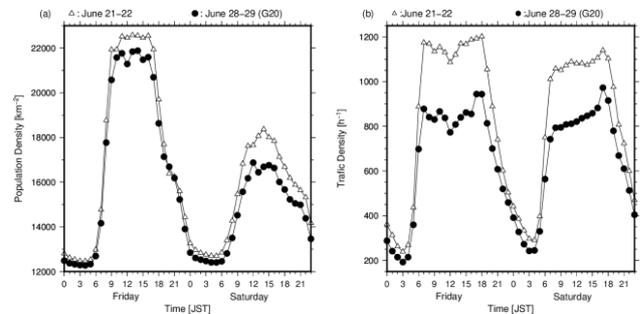


図1 平常時およびG20期間における (a) 大阪市内オフィスビル域における人口密度および (b) 大阪市内の1時間当たりの交通量の時間変化。

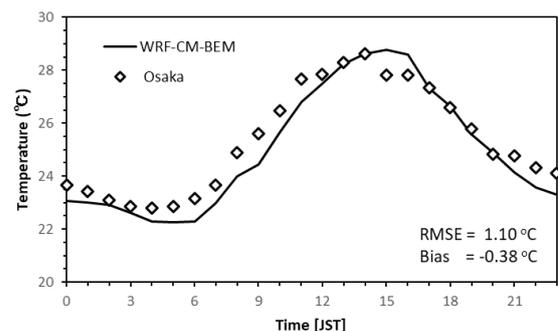


図2 解析期間における大阪地方気象台 (Osaka) および数値モデル (WRF-CM-BEM) の地上気温日変化。

謝辞

本研究は環境研究総合推進費(JPMEERF20191001)の助成を受けて行われた。

# 関東域の夏季の大気循環と降水における都市効果の評価

若月泰孝\*

茨城大学 理工学研究科

## 1. はじめに

関東の都市の気候影響に関する研究は、観測・数値モデルシミュレーションの両側面から研究がなされてきた。近年では、ヒートアイランド現象の解析のみならず、都市域の降水増加についても研究がなされてきた。しかし、都市効果による降水の増強メカニズムや関連する大気循環場の応答については、未だ十分に研究なされていない。そこで、本研究では、高解像度の気候モデルシミュレーションを実施することによって、都市効果のメカニズムの解析を行った。さらに、都市効果の地球温暖化による影響についても、疑似温暖化手法を適用して解析した。

## 2. 実験概要

本研究での領域気候シミュレーションは、気象庁非静力学地域気候モデル NHRCM を用いる。水平解像度は 1km とし、計算領域は中部山岳域を含む関東域の 300×360 格子で計算した。側面境界条件は MANAL のモデル面データを用いた。初期時刻は 7 月 27 日で、5 日間のスピンアップを取って 8 月の 1 ヶ月間の連続計算を実施した。現在気候の再現として 2009-2018 の 10 年間で計算した。都市効果として単層キャノピーモデル (SPUC; Aoyagi and Seino 2011) を用いた。都市効果を調査するために CTL 実験のほか、SPUC を用いず都市域を農耕地として扱った実験(NURB)、都市域を農耕地とするものの粗度のみ都市域と同じ値にした実験(RURB)も実施した。3 種類の実験結果の差分より、RURB-NURB で力学的効果(粗度の影響)を、CTL-RURB で熱的效果(SPUC の影響)を評価した。

将来気候実験では疑似温暖化手法を用いて、RCP8.5 を元に地表面 4°C 上昇を与え計算を行った。相対湿度は不変とした。CO<sub>2</sub> 濃度も RCP8.5 シナリオで 21 世紀末を想定した値にした。

## 3. 大気循環と降水の都市効果

大気循環と降水の都市効果を 3 種類の実験の差分から、降水は力学的効果によって 12-15 時頃にわずかに増強し、熱的效果によって 15-18 時頃に増強した。2 つの都市効果を合わせると、15-18 時頃を中心に降水が増加し、強雨も同様に増加した。強雨偏差は夜間にかけ内陸側に移動した。

力学的効果では、都市域に粗度を与えることで、海風の弱化が見られ、海風の海側で高圧域が形成され、沿岸に沿った領域で上昇気流域が形成された。上昇気流は混合層を乗り越えるように陸側に傾斜した構造を形成し、より内陸側で下降し内陸側の下降域で断熱圧縮による高温偏差域を形成

した(図)。高温偏差の下層では低圧となった。結果、内陸の低圧側から沿岸の高圧側に風偏差が見られる形となった。この鉛直構造は、傾斜対流構造と対応した内部重力波の構造に類似していた。傾斜対流に対応して、上昇気流は沿岸からやや内陸側に傾き、中層で水蒸気量の増加を示した。

熱的效果では、都市の熱的效果によって 15-18 時をピークに顕著に混合層が発達し、下層に加熱域が見られた。中層の水蒸気量もこの時間帯に増加し、降水の増加と対応していた。また、力学的効果に観られるような傾斜対流構造も内包していた。一方、熱的效果では、午前中に弱い冷却偏差が下層大気に観られ、鉛直循環構造も下降流偏差となっていた。午前中は混合が開始されることで、都市域の下層の熱が拡散すると同時に、都市域の建物表面積が広いこともあり、地表面温度の上昇が遅れることが要因と考えられた。

## 4. 将来気候実験

温暖化実験において、力学的効果には顕著な温暖化のシグナルは見いだせていない。一方、主に熱的效果によって、夜間のヒートアイランド強度の弱化が見られた。これに対応して、混合層上部で下降流偏差に対応するような安定化のシグナルが見られた。そのメカニズムについては、現時点では解析途中である。

## 謝辞

本研究は、気候変動適応技術社会実装プログラム、環境省推進費 S-18、JSPS 科研費 JP18H01673 の支援をいただいた。本研究では、気象研究所の清野直子氏ご助言をいただいた。また、環境省の杉野伊吹さんの協力を得た。

## 参考文献

Aoyagi, T. and N. Seino, 2011: A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Japan. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 50: p. 1476-1496.

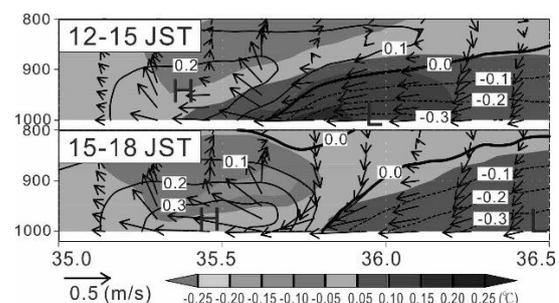


図: 力学的効果による気圧面の高さ・気温・風速の南北高度断面図(都市付近)。鉛直流は 50 倍に増幅

気候システム (CL)

# 多年ラニーニャ現象による夏季日本の気温影響

\*岩切友希<sup>1</sup>, 渡部雅浩<sup>1</sup>

1. 東京大学大気海洋研究所

## 1. はじめに

エルニーニョ・南方振動 (ENSO) は現在気候において最大の振幅を持つ経年スケールの内部変動であり、全球的に異常天候をもたらす。赤道太平洋の海面水温 (SST) 偏差が負となるラニーニャ現象は、日本域の気温季節サイクルを強化 (暑夏寒冬) することが経験的に知られている。近年注目されている ENSO 非線形性の観点から、ラニーニャ現象はエルニーニョ現象に対して複数年継続しやすいということが分かってきた (多年ラニーニャ現象; Multiyear La Niña)。本研究では、多年ラニーニャ現象の初めの年とその翌年における夏季日本の気温影響の差異を調査した。

## 2. データ, 方法

観測データとして気象官署データから日本の気温を作成し用いた。海面水温は COBE-SST2 を用いた。大気循環場の比較には、再解析データから CERA-20C を主に用いた。統計的有意性の確保, SST 強制による理想的な大気場の応答を抽出するため大規模アンサンブル実験データ (d4PDF) を用いた。主とした解析期間は 1951-2010 年である。多年ラニーニャ現象の定義は冬季平均 (11-1 月) の Niño 3.4 index (190-240°E, 5-5°S/N で平均した SST 偏差) が 2 年連続で  $-0.5K$  を下回った事例とした。最初のラニーニャの最盛期に向かう年を Year 0, 次の年を Year 1 として合成した。抽出された通常のラニーニャ年は合計 20 年間であり, そのうちの 15 年が 2 年以上継続した多年イベントに含まれる。

## 3. 結果

合成された日本域の気温偏差は, Year 0, 1 ともに季節平均で  $+0.4K$  の顕著な暑夏であった。しかし, その時間発展と空間分布には大きな依存性があり, Year 0 では晩夏 (8-10 月) に南西日本が, Year 1 では盛夏期 (6-8 月) に北東日本が高温傾向であった。これらの特徴は大規模アンサンブル実験からのデータでもよく再現された。

大気循環場の比較と線形傾圧モデルによる解析から, Year 0 の気温シグナルは熱帯北西太平洋に現れた下層の高気圧性循環偏差による熱帯由来の南西暖気流が原因であり, Year 1 では北太平洋に現れた順圧的な高圧偏差が北東日本にかかることで高温を引き起こしたと判明した。それぞれの大気場の応答は, ラニーニャ現象に伴う赤道太平洋の負の SST 偏差, 降水偏差がもたらした Matsuno-Gill 応答, 中緯度大気の Rossby 応答で説明される (図 1)。時間発展の差異は基本場の季節進行や前年の ENSO の影響によるものであった。

この研究によりラニーニャ現象には日本へ暑夏をもたらす要因が少なくとも 2 つあることを示した。多年ラニーニャ現象の日本影響にはその季節性や領域性に明瞭な差があるため, より詳細な気候リスクの評価に繋がる。さらに最新の研究から多年ラニーニャ現象には長期の予測可能性が示唆されており, この影響評価は 1 年以上先の気温変化を推測することへの貢献も期待できる。

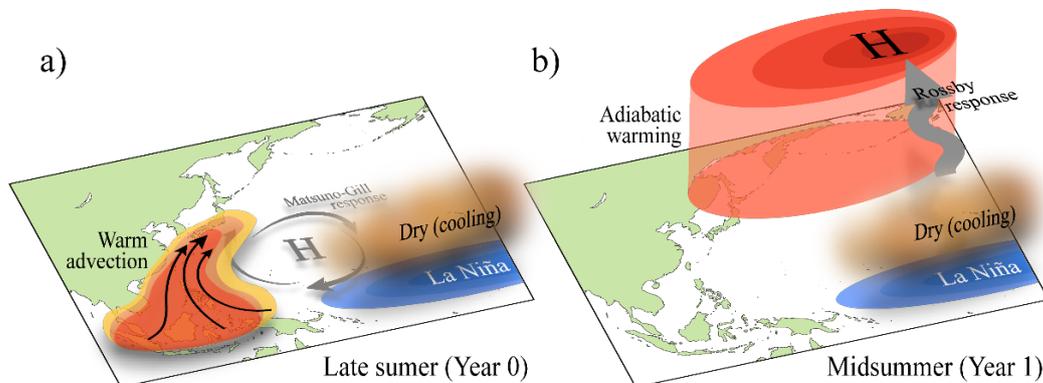


図 1. 多年ラニーニャ現象が暑夏をもたらす 2 つのメカニズムの模式図

# CMIP5 マルチモデル将来予測実験における 夏季東アジアの気圧配置および南風モンスーンの分析

\*尾瀬智昭、高谷祐平、仲江川敏之（気象研究所）、前田修平（高層気象台）

## 1. はじめに

第5次結合モデル相互評価プロジェクト（CMIP5）の将来予測では、夏季東アジアモンスーンの南風指数（SWI）は強まる。しかし、そのモデル間の差は平均に比べてかなり大きい（図1）。SWIを定義する夏季東アジアの海面気圧配置の将来変化に対して経験直交関数（EOF）解析を適用し、アンサンブル平均と5つの気圧配置モード（図2）とその要因を調査した。（Ose et al. 2020 気象集誌）

## 2. 分析データ

38のCMIP5モデルによるRCP8.5シナリオの将来予測実験を解析した。1980年から2004年の25年間と2075年から2099年の25年間の差を将来変化とし、各モデルの変化の大きさは、全球年平均地表面気温の4度上昇値に換算した。

## 3. 夏季東アジアの気圧配置の将来変化

夏季アジア太平洋域における気圧配置のCMIP5アンサンブル平均の将来変化は、第1モードから第3モードの特徴を持つ。その第1モード成分と第2モード成分は正のSWI将来変化に貢献するが、これは第3モード成分によっておおむね打ち消されることがわかった。

第1モードは、アジア太平洋域の低い海面水温上での高気圧偏差である。第2モードは、北半球大陸の温度上昇と赤道太平洋域での降水増加と関係している。SWIの大きなモデル依存性は第3モードによって作り出されるが、これは東アジア北部の弱い太平洋高気圧を表し、北半球インド洋上および太平洋上での鉛直流の抑制が特徴である。（第4と第5モードは説明省略）

## 4. まとめ

地球温暖化時に生じる鉛直流の抑制は、現在気候における鉛直流（すなわち降水量）分布を反映しているため、現在気候のアジア太平洋モンスーンの降水量が比較的少ない（多い）モデルは、将来の夏季東アジア南風指数増加（減少）を予測する傾向を示す（図3）。

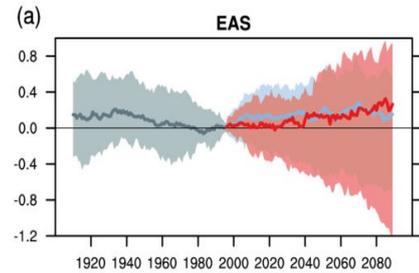


図1 夏季東アジアモンスーンの南風指数（SWI）の過去～将来変化（Fig. 14.5a of IPCC\_AR5）。

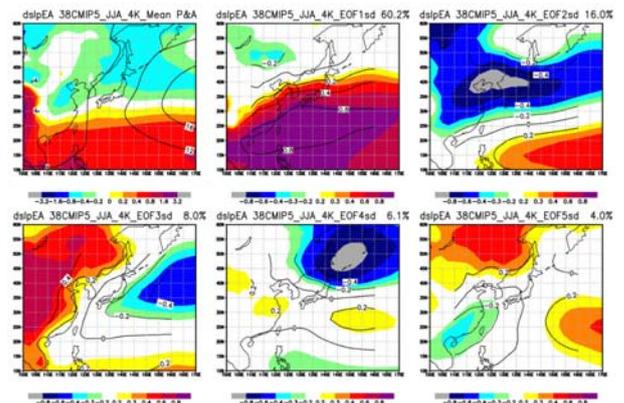


図2 海面気圧将来変化のCMIP5平均（左上）とその不確実性を示すEOF1-5モード（中上から右へ）。

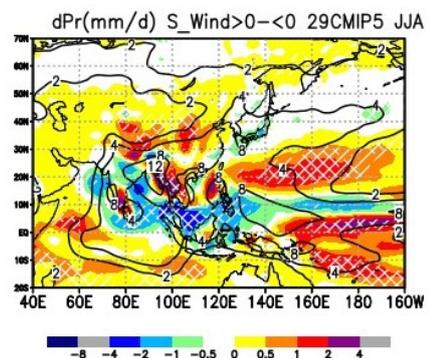


図3 南風指数強化を将来予測するモデルと弱さを予測するモデル間の、現在気候降水量分布の差異。

謝辞： 本研究は、（独）環境再生保全機構の環境研究総合推進費（JPMEERF20192004）により実施した。

# JRA-55 再解析から算出した全球の前線帯分布

高橋 信人 (宮城大)

## 1. 研究目的

半球スケールの前線帯分布については、天気図上の前線を集計して特徴を明らかにした研究[1]がある一方で、近年は再解析値から客観的に算出することを目指した研究がみられる[2]。しかし、両者は合致しない部分があり、例えば再解析値から求める前線帯データには高緯度の極前線帯が明瞭に現れない[2]などの問題がみられる。そこで本研究では、いくつかの観点から前線を判別するためのパラメータや条件式の検討をおこない、それによって全球の前線帯分布図をつくることを目指した。

## 2. データと方法

前線帯データの作成には 1958~2019 年の JRA-55 再解析データ (6 時間ごと、1.25 度グリッド) を利用し、以下の手順で前線帯データを得た。

### ① データの準備

まず、850hPa 面における気温と相対湿度のデータから相当温位( $\theta_e$ )を求め、3×3 グリッドで平滑化する。その後、各グリッドで 850hPa 面の TFP( $\theta_e$ )と  $d\theta_e$  を算出する。また、500hPa 面のジオポテンシャル高度から、各グリッドの東西傾度 ( $gph-ew$ )、南北傾度 ( $gph-sn$ ) を算出しておく。

### ② 前線帯データの作成にかかる条件の探索

気象庁天気図から求めた日本付近の前線頻度データ (北緯 25-40 度、東経 120-150 度で、2000-2009 年における 12 時間ごとの気象庁天気図上を使って、前線の有無を経線 10 度ごとに南北方向 1 度単位で数えたもの) と最も類似 (合致) する TFP( $\theta_e$ )、 $d\theta_e$ 、 $gph-ew$ 、 $gph-sn$  の閾値を探索する。ただし、1 グリッドであれば前線の断絶を許す一方で、前線の長さが 800 km に満たないものは「前線なし」とした。

②で得た各パラメータの条件式を満たすグリッドに前線が存在するものとして、全球前線帯データを作る。このとき、②の条件のみでは高緯度の極前線帯の頻度が小さく不明瞭になるため、高緯度の閾値を小さくするために、30 度よりも高緯度においては TFP( $\theta_e$ )と  $d\theta_e$  の閾値を  $\sin \phi / \sin 30^\circ$  で除した。また、 $gph-ew$  と  $gph-sn$  の条件を付すのは 500hPa 面高度が 5700gpm 以上の領域に限ることとした。

## 3. 結果

②の閾値・条件式として、 $d\theta_e \geq 0.55K/(100km)$ 、 $TFP(\theta_e) \geq 0.91K/(100km)^2$ 、 $gph-ew \geq -6 \text{ gpm}/(100km)$ 、 $gph-sn \geq 3 \text{ gpm}/(100km)$ を得た。図 1 はこの条件式と③でおこなった操作に基づいて作成した、全球の前線帯分布の 1 月と 7 月の例である。

中緯度域に注目すると、いずれの月も北半球に太平洋と大西洋に明瞭な高頻度域 (極大は 6%以上) が、南半球に大洋上を中心に高頻度域が認められる。いずれも高頻度の軸は大洋の東側で高緯度に向かっており、冬半球にその特徴が際立っている。また、高緯度に注目すると、北半球では 7 月のシベリアからカナダにかけて、1 月の北大西洋において高頻度域が認められる。これらの全球の前線帯分布の特徴は、天気図から前線帯を定めたもの[1]と類似する。このことは、再解析値から前線帯を求める際には、緯度の変化に応じて閾値を変えること、低緯度域で傾圧性を考慮に入れることがデータの改善に必要であることを示唆している。

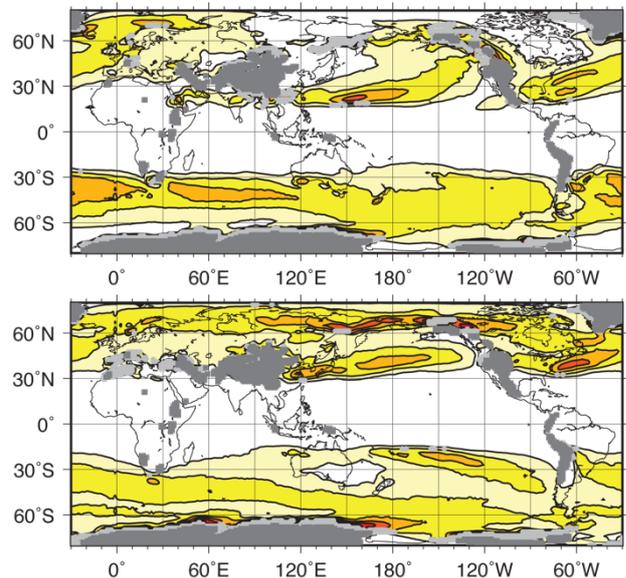


図1 1月(上)と7月(下)の前線頻度分布  
1958-2019年(62年間)の平均値。等値線の間隔は2%。  
濃い灰色は標高1500m以上の山。薄い灰色は前線頻度に  
地形の影響が現れていると考えられるグリッド。

### 参考文献

- [1] 吉村稔, 1967, 北半球の前線帯の年変化. 地理学評論, **40**, 393-408.  
[2] Berry, G. et al., 2011, A global climatology of atmospheric fronts. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L04809.

# 2017/18 年寒冬と 2019/20 年暖冬の AGCM による再現実験

\*西井和晃 (三重大学生物資源学研究所), 田口文明 (富山大学都市デザイン学部), 中村尚(東京大学先端科学技術研究センター)

## 1. はじめに

2017/18 年の冬は西日本を中心に全国的に気温が低くなり, 日本海側を中心に積雪が平年値を上回った[1]. ラニーニャに伴う海洋大陸付近の積雲対流活動の活発化やバレンツ・カラ海の海水減少などが, 日本付近への盛んな寒気流入の要因とされている. 一方, 2019/20 年の冬は全国的に気温が平年より高く統計開始以降最も暖かい冬となった[2]. 地球温暖化に加え, 海洋大陸上での不活発な対流活動と正の北極振動による日本付近への寒気流入の弱化がこの高温の要因とされている. 本研究の目的は, AGCM 実験に基づきこれら寒冬と暖冬への海面水温偏差の寄与を評価することである.

## 2. 数値実験

AGCM として AFES を用いる. 水平解像度 T119 (約 100km), 鉛直 56 層である. NOAA OISST の海面水温を標準実験の下方境界条件として与えた. 計算期間は 2017 (2019) 年 9 月から 2018 (2020) 年 3 月までである. また日別気候値を与えた気候値実験も行った. それぞれの実験で初期値の異なる 50 メンバーの計算を行い, 標準実験と気候値実験とのアンサンブル平均の差を海面水温偏差への応答とした. 比較には JRA-55 再解析データを用いた.

## 3. 結果

2017/18 年冬季には, 再解析での熱帯上部での速度ポテンシャルは海洋大陸からインド洋東部にかけて負偏差を示し, 対流活動が活発であったことを示す (図 1). 一方, 同領域での AGCM での応答は正偏差であり, 対流活動の抑制を表す. これはインド洋東部での負の海面水温偏差 (図略) への応答と考えられる. また, ユーラシア大陸南部から日本付近にかけての南北風偏差の列は亜熱帯ジェット上の波の存在を示唆するが, 再解析での偏差と AGCM での応答では位相が異なる. さらに再解析では日本付近で低気圧性偏差と低温偏差を示す一方, AGCM では高気圧性と高温の応答を示す (図略). これらの違いは, 熱帯での対流活動の違いがもたらしたものと考えられる. また再解析で見られるユーラシア北部の波列は AGCM の応答では見られない.

2019/20 年冬季には, インド洋東部に速度ポテンシャルの正偏差が, ユーラシア大陸南部から日本付近にか

けての南北風偏差の列が観測され, AGCM でもこれらとほぼ同様な応答が見られた (図 2). 日本付近での高気圧性偏差と高温偏差も AGCM は再現していた.

以上の結果は, 2017/18 年寒冬は熱帯対流活動の内部変動の卓越により海面水温では説明できない一方, 2019/20 年暖冬は, ある程度海面水温偏差により説明可能であることを示唆している.

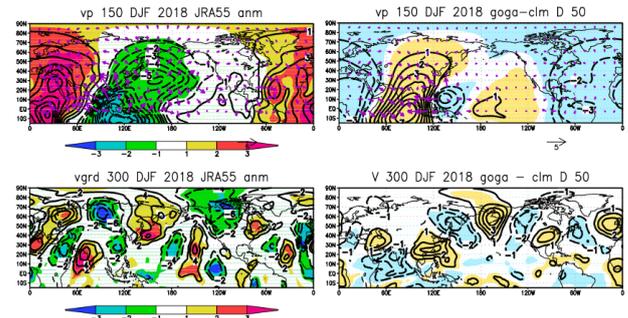


図 1 2017 年 12 月から 2018 年 2 月まで平均した, (左上) 再解析の 150-hPa 速度ポテンシャルの偏差(等値線  $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ). 色は規格化した偏差, (右上) AGCM での速度ポテンシャル応答, 色は有意水準 5% で有意な偏差, (左下) 再解析での 300-hPa 南北風偏差. (右下) AGCM での南北風応答.

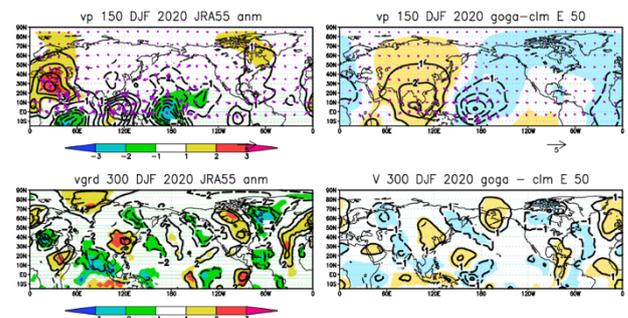


図 2 図 1 と同様. ただし 2019/20 年冬季.

## 参考文献

- [1] 異常気象分析検討会, <https://www.jma.go.jp/jma/press/1803/05b/h30fuyunotenkou20180305.html>, (2020/7 閲覧)
- [2] 異常気象分析検討会, <https://www.jma.go.jp/jma/press/2004/14b/kentoukai200414.html>, (2020/7 閲覧)

# 全球規模で見るテレコネクションと GDP 成長率の共変動

\*加藤 茜<sup>1</sup>, 立花 義裕<sup>1</sup>, 小松 謙介<sup>2</sup>, 安藤 雄太<sup>1</sup>

(1.三重大学大学院 生物資源学研究所 2.気象庁気象研究所)

## 1. はじめに

気象や気候は経済活動に影響を与える。気象・気候と経済は、どちらもグローバルな影響を及ぼすことがある。たとえば、リーマンショックのようにある国の経済が多くの国の経済に影響を与えることがある。同様に、エルニーニョ・南方振動 (ENSO) のように、ある地域の気象が全球的に影響を及ぼすこともある。そのため、気象・気候と経済の関係を調べる際は、グローバルな視点から解析することが重要であると考えられる。

先行研究には、世界の実質財貨の物価が上昇するとき、その変動のうちほぼ 20% は ENSO が原因である可能性を示唆したものがある[1]。しかし、ENSO 以外のテレコネクションが経済に影響を与える可能性や同じ気象現象でも国によって経済への異なる影響がもたらされる可能性について、先行研究では考慮していない。これらの論点は気象・気候と経済の関係をより正確に捉えるために必要なことだと考えられるが、着目した先行研究はない。そこで、本研究は各国の GDP へ全球的に影響を与えるテレコネクションは ENSO 以外に存在しないのか、同じテレコネクションでも GDP にもたらす影響は国によって違いがないのかを調べた。

## 2. データ・解析方法

テレコネクション指数は、南方振動指数 (SOI)、太平洋十年規模振動 (PDO) 指数[2]を使用した。これらは 6 月から 8 月 (JJA) もしくは 1 月から 2 月、12 月 (JFD) で 3 か月平均している。経済活動の指数は、世界銀行が集計した各国の 1 人当たり GDP のデータを使用した。解析期間は 1960 年から 2017 年である。毎年の GDP 成長率を国ごとに求め、各テレコネクション指数との相関係数を求めた。続いて、全球的な GDP 成長率の主要な変動モードを調べるため、GDP 成長率を EOF 解析し、GDP 成長率第 1 モードから第 3 モードのインデックスと各テレコネクション指数の相関係数を求めた。

## 3. 結果・考察

多くの国は PDO 指数と負相関 (図 1)、SOI と正相関となった (図省略)。PDO 指数が正のとき (低緯度を中心に高温傾向)、全球的に GDP 成長率が下がる傾向にあることを示している。SOI が正のとき (ラニーニャ現象が起きやすく低緯度域を中心に低温傾向) は、多くの国の GDP 成長率が上がる傾向にあることを示している。

EOF 解析の結果より、GDP 成長率第 1 モードと各国の GDP 成長率の相関をとったところ、先進国が概ね正相関、アフリカや東南アジアは負相関となった (図 2)。このことから、GDP 成長率第 1 モードは先

進国とアフリカ・東南アジアを中心とした発展途上国の格差を表していると考えられる。また、GDP 成長率第 1 モードと、JJA もしくは JFD で 3 か月平均した PDO 指数・SOI との相関係数は、表 1 のようになった。以上のことから、PDO 指数が正のとき GDP 成長率は下がる傾向にあると言える。さらに、JJA、JFD において PDO 指数が正のとき、主にアフリカや東南アジアで GDP 成長率が上がることが示唆される。SOI が正のとき、低緯度で低温傾向にあり主に先進国で GDP 成長率は上がる。以上のことから、PDO も全球規模で経済に影響する可能性と、ある気象現象が起きた際、先進国と発展途上国では異なる応答を示す可能性が示唆された。

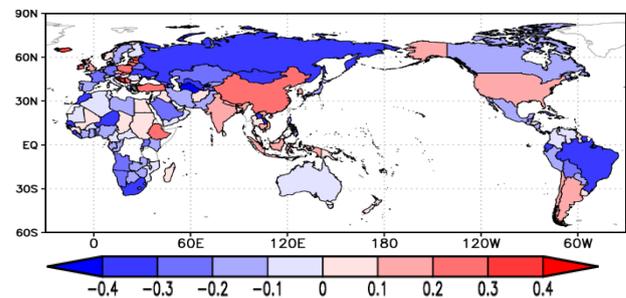


図 1 PDO 指数と各国の GDP 成長率の相関

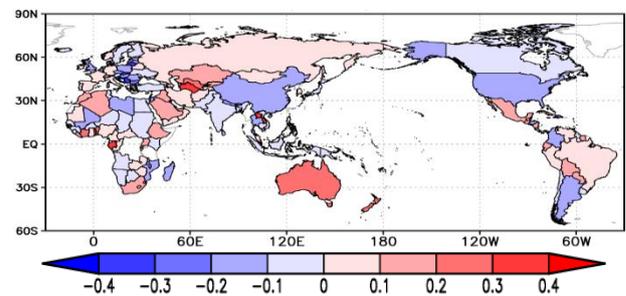


図 2 GDP 成長率第 1 モードの時系列方向のインデックスと各国の GDP 成長率の相関

表 1 GDP 成長率第 1 モードと JJA もしくは JFD で 3 か月平均した PDO 指数・SOI との相関

	JJA	JFD
PDO 指数	-0.32*	-0.31*
SOI	0.09	0.37*

\*有意水準 5% で有意

## 参考文献

- [1] Allan D. Brunner, (2002), *Review of Economics and Statistics*, **85**, 176-183  
 [2] Zhang, Y. et al., (1997), *Journal of Climate*, **10**, 1004-1020.

## サヘルの対流活動に伴う熱源がもたらす北半球中高緯度への遠隔影響

\*中西友恵, 立花義裕, 安藤雄太 (三重大院生物資源)

### 1. はじめに

テレコネクションパターンは中高緯度地域における異常気象の要因の一つであり, 形成要因として熱帯の積雲対流活動に伴う大気中層の熱源が重要であることが知られている. 中でも, 加熱量の大きい海洋上の対流活動に関する研究は非常に盛んである.

一方で, 比較的加熱量が小さい陸上の対流はあまり注目されない. しかし, 陸上では, 地表面が暖まりやすいことから上昇流が発達しやすい. そのため, 降雨量に占める対流性降雨の割合が高く, 降雨頂高度も高い<sup>[1]</sup>. よって, 陸上の対流に伴う熱源のピーク位置は高く, 中高緯度の波列パターンを形成する要因として重要である可能性がある.

ここで, 私たちは北アフリカに位置するサヘル地域の対流に着目した. 本地域はサハラ砂漠南縁部に位置し, 雨季と乾季が存在する広大な半乾燥地帯である. 雨季には非常に深い対流が立つことが知られている. さらに, 気候学的に亜熱帯ジェットとの距離も近い. 本研究では, サヘルの対流変動に伴う熱源がもたらす中高緯度への遠隔影響について, 北半球規模で解明することを目的とする.

### 2. 使用データ・解析手法

対流活動の指標としてアメリカ海洋大気庁の外向き長波放射 (OLR) を, その他の大気場データには気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55) を用いた. サヘルが雨季にあたる 6-9 月の月平均データを 1979-2016 年の 38 年分使用している. 西経 20 度-東経 40 度, 北緯 10 度-20 度で OLR を領域平均し時系列を作成した. これを線形トレンド除去および標準化し, サヘル OLR インデックスとして大気場データとの線形回帰分析を行った.

さらに, サヘルの対流活動に伴う熱源に対する大気場の定常応答を確認するため, 線形傾圧モデル (LBM) <sup>[2]</sup> による実験を行った. 後述の回帰分析の結果を参考に, サヘル領域西側の対流圏中層に 0.5K/day の熱源を与えた.

### 3. 結果と考察

図 1 は 9 月の 300hPa ジオポテンシャル高度の回帰図である. ヨーロッパからシベリア・東アジア方面にかけて連なる波列パターンが見られた (図). 波活動度フラックス (WAF) <sup>[3]</sup> は, ヨーロッパから東アジアへの定常ロスビー波束伝播を示唆している. サヘル OLR インデックスは ENSO や熱帯大西洋の海面水温と有意な相関があるが, これらの影響を線形回帰除去しても波列パターンは現れる.

次に, ローカルな応答について考察する. サヘル領域における対流活動の活発化に伴い, 直上の大気中層では非断熱加熱と上昇流が卓越する (図略). このとき, 領域の北西側下層で低気圧, 上層で高気圧偏差が見られた (図略). これは松野-ギル応答<sup>[4][5]</sup> と整合的である. また, サヘル地域の上層では発散風が見られ (図略), 低緯度地域から高緯度地域への負の絶対過度の移流が示唆される. 以上のような応答により, 領域の北西側で生成する高気圧偏差が波源になると考えられる.

最後に, LBM 実験の結果においてはサヘルからヨーロッパまで連なる波列パターンが見られた (図略). よって, サヘルの対流がパターン形成のトリガーとなりうることが示唆された.

#### 参考文献

1. JAXA, 2008, 宇宙から見た雨 2, 70-73.
2. Watanabe M., Kimoto M., 2000, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **126**, 3343-3369.
3. Takaya K. and Nakamura H. 2001, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
4. Matsuno T., 1966, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **44**, 25-42.
5. Gill A. E., 1980, *Quart. J. R. Met Soc.*, **106**, 447-462.

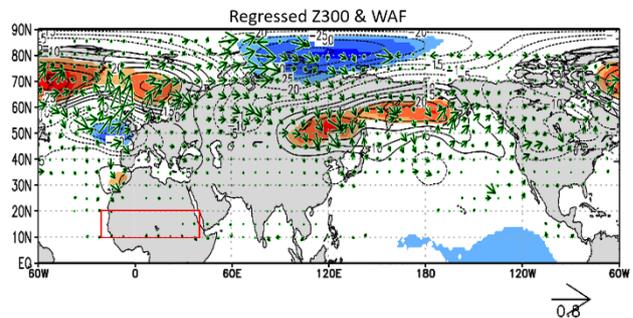


図 サヘル OLR インデックスと 300hPa 面ジオポテンシャル高度との回帰図 (9 月).  
線: 回帰係数 (m), 色: 信頼係数 90% 以上, ベクトル: 波活動度フラックス ( $m^2/s^2$ )

## 日本域の日データを対象としたバイアス補正手法の検討

\*石崎 紀子・塩竈 秀夫・花崎 直太・高橋 潔

(国立環境研究所)

## 1. はじめに

気候変動適応法が平成 30 年 12 月に施行され、地域の気候変動や適応策を検討するため、気候予測情報の需要や関心が高まっている。気候モデルの出力を、気候予測情報として利用するためには、モデルに含まれるバイアスを取り除くバイアス補正が必須である。我々は CDFDM 法[1]を CMIP5 の 4 つのモデルに適用し、日別の気候シナリオを作成した。作成されたプロダクトは年平均値のみならず、強い降水の頻度などの日データに基づく指標に関するも良い再現性を示した[2]。一方、冬季日本海側における降水量が補正後も過小である他、季節進行が観測ではなくモデルに強く依存する傾向が見られており、手法の改良を検討した。

## 2. 手法とデータ

バイアス補正に用いる大規模場のデータとして、JRA-55 再解析データを用いた。また、観測値としてアメダス気象観測データを用いた。データの欠測率から、降水については全国 961 地点、気温（平均、最高、最低）については全国 743 地点を選択した。1981 年から 2000 年の再解析データと観測値で補正関係を構築し、2000 年から 2019 年で検証を行った。

手法として既存の手法を参考に、表 1 の通り改善を試みた。

表 1: 補正手法の概要

実験名	説明
CDFDM	オリジナル
MOD1	<ul style="list-style-type: none"> <li>時間窓を月ごとに設定</li> <li>日最高・最低は日較差・歪度を補正して算出</li> <li>気温については期間中のトレンドを保存</li> </ul>
MOD2	<ul style="list-style-type: none"> <li>MOD1 に加え、モデルと観測値の CDF に対して線形式で補正値を決定</li> </ul>

## 3. 結果

CDFDM 法の時間窓を半年から 1 か月に設定変更し、アメダス観測点最寄りの JRA55 再解析データに適用することで、月別のバイアスはさらに減少するが、極値に関連する指標には十分な改善が見られなかった。観測値に見られる 2 期間の月ごとの気候変化分が再現されていることを仮定し、MOD1 を適用したところ、地域別にみられる夏日日数や 100mm 以

上の降水日数などの変化が精度よく再現された（図 1）。一方、MOD2 では 100mm 以上の降水日数増加を過大評価しており、Q-Q plot 上での線形回帰では極値の再現性に課題がある。また、MOD1 における順位統計量への移動平均導入の影響についても検討を行った。

バイアス補正手法の選択による気候予測情報の不確実性はできるだけ抑えられるべきであり、他変数の特徴を考慮した改善策についても調査中である。

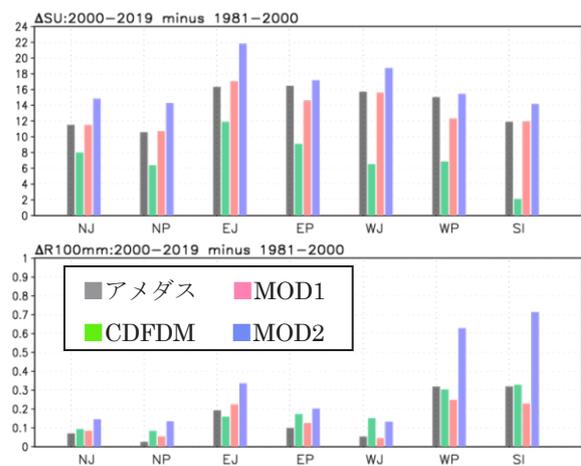


図 1: 7 つのサブエリアで平均した 2000-2019 年と 1981-2000 年における 1 年あたりの夏日（日最高気温が 25 度以上）日数差（上）と、日降水量が 100mm を超える日数差（下）。灰色はアメダス観測値、緑はオリジナルの CDFDM 法、赤色は MOD1、青色は MOD2 を示す。NJ: 北日本日本海側、NP: 北日本太平洋側、EJ: 東日本日本海側、EP: 東日本太平洋側、WJ: 西日本日本海側、WP: 西日本太平洋側、SI: 南西諸島。

## 参考文献

- [1] Iizumi, T., M. Nishimori, Y. Ishigooka, M. Yokozawa (2010) Introduction to climate change scenario derived by statistical downscaling. Journal of Agricultural Meteorology, 66, 131-143.
- [2] Ishizaki, N. N., M. Nishimori, T. Iizumi, H. Shioyama, N. Hanasaki, K. Takahashi (2020) Evaluation of two bias-correction methods for gridded climate scenarios over Japan. SOLA, 16, 80-85.

謝辞: 本研究は（独）環境再生保全機構の環境研究総合推進費（JPMEERF20192004）の支援を受けて実施した。

# エル・ニーニョ現象に伴う中緯度直接循環、 冬季モンスーン、アリューシャン低気圧の連鎖的変動

\*倉持将也（筑波大学生命地球科学研究群）、植田宏昭（筑波大学生命環境系）

## 1. はじめに

冬季にエル・ニーニョ現象が発生しているときは、一般に日本では暖冬傾向であることが知られている。例えば Wang et al. (2000)[1] は、合成解析によりエル・ニーニョ現象に伴う東アジアの冬季モンスーンの弱化と高温偏差を示し、この要因をフィリピン海の高気圧偏差であると結論付けた。また、Takaya and Nakamura (2013)[2] は東アジアの冬季モンスーン変動と関連するテレコネクションパターンの出現を指摘している。これらの研究において暖冬時の日本付近の気温偏差分布に着目すると、日本の南側で高温、北側では低温偏差となり、北海道付近を境に南北ダイポール状の気温偏差がみられる。同時に下層の循環場ではアリューシャン低気圧が El Niño/南方振動に伴って変動していることも確認できる。これらの関係について、特に北側の低温偏差に着目して温位面での質量重み付き帯状平均 (Mass-weighted Isentropic zonal Mean: MIM)[3] や総観規模擾乱活動の観点から整理する。

## 2. 使用データおよび手法

大気データは Japanese 55-year Reanalysis (JRA55)[4]、海水温データは COBE-SST[5]、期間は 1979/80-2019/20 年の 12, 1, 2 月 (DJF) を用いる。NINO3.4 領域の SST 変動からエル・ニーニョを抽出し、インデックス上位 6 事例の合成解析を行う。

MIM 法では任意の物理量を等温位面で重み付けし帯状平均しており、温位座標系に基づく E-P フラックスや質量流線関数 (平均子午面循環) を求める。E-P フラックスと南北流の関係は、帯状平均東西風運動方程式から以下が導かれ、傾圧不安定波が MIM 系に特有の中緯度直接循環の駆動力である。

$$f\bar{v}^* \approx -\frac{\nabla \cdot F}{a\rho_0 \cos \phi} \quad [F: E-P \text{ フラックス}]$$

## 3. 結果

エル・ニーニョとして抽出された事例は、1982/83, 1986/87, 1991/92, 1997/98, 2009/10, 2015/16 年。これらの年に対して合成解析した SLP と地上 2m 気温の偏差から、先行研究と同様の日本付近の南北の気温偏差の非対称性とアリューシャン低気圧の強化が確認された (図 1)。MIM 法による E-P フラック

スは上向き偏差で、中高緯度の対流圏下層で発散が強まっている (図 2)。これはエル・ニーニョ時の中緯度直接循環が強化され、北からの風が強まり気温が下がることと、傾圧不安定波の活動強化によるアリューシャン低気圧の深まりとよく整合する。

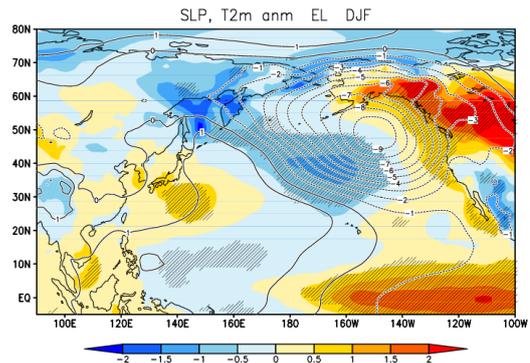


図 1 エル・ニーニョ時の SLP[hPa] (等値線)、地上 2m 気温[°C] (陰影) の偏差。斜線は気温に対し t 検定により 95%以上有意な領域を示す。

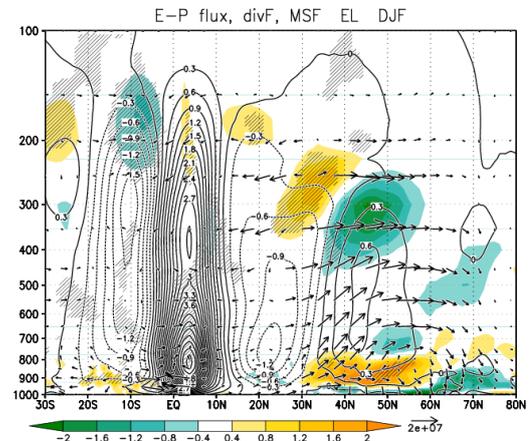


図 2 エル・ニーニョ時の質量流線関数[ $10^{10} \text{ kg/s}$ ] (等値線)、E-P フラックス[ $\text{kg/s}^2$ ] (ベクトル)、その発散[ $10^{-5} \text{ m/s}^2$ ] (陰影) の帯状偏差。斜線は発散に対し t 検定により 95%以上有意な領域を示す。

## 参考文献

- [1] Wang et al., 2000, *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- [2] Takaya, K. and H. Nakamura, 2013, *J. Climate*, **26**, 9445-9461.
- [3] Iwasaki, T., 1989, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 347-356.
- [4] Kobayashi et al., 2015, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- [5] Ishii et al., 2005, *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.

# ENSO-アジアモンスーン関係の再考

\*高谷祐平, 齊藤直彬, 石川一郎 (気象研)

## 1. はじめに

熱帯の最も卓越する年々変動であるエルニーニョ・南方振動 (ENSO) とアジアモンスーン域の降水量との関係は, 季節予報の観点から古くより注目され, 盛んに研究されてきた. 例えば, 夏季のインド全域の降水量 (All Indian Rainfall) と ENSO (NINO3.4 海域の海面水温) には, 同時負相関があることが知られている. さらに, ENSO とアジアモンスーン降水は, ENSO 位相 (発達期/衰退期)・地域・季節に対して依存することが指摘され, より詳細な領域的な降水との関係が議論されている. また, ENSO 影響は, 熱帯太平洋域のみならず, 熱帯インド洋や熱帯大西洋との海盆間相互作用を介して遅れて生じることがあることが分かってきた.

観測データによる従来の研究では, 解析に用いることのできる事例数が限られるという制約がある. 本調査では, 初期化したアンサンブル実験の結果 (わずかに異なる多数のシナリオ) を解析することで, よりロバストな ENSO-アジアモンスーン関係を得ることを試みた.

## 2. 使用データ

気象庁季節予報システム (JMA/MRI-CPS2) [1] による 52 メンバーのハインドキャストを 1979 年~2015 年の 4 月末を初期値として行ない, 6~8 月の 3 ヶ月平均値を解析した. 使用モデルは, 現実的なアジアモンスーンの変動および ENSO-アジアモンスーン関係を概ね再現する. さらに, 同モデルを用いて, 熱帯北大西洋の海面水温 (SST) をモデル気候値に緩和する SST 感度実験も行なった[2,3]. 解析データには, GPCP3.2 月降水量データ, および, COBE-SST 海面水温解析を用いた.

## 3. アジアモンスーン域の降水と SST のコヒーレントな変動モード

ENSO の位相に対応するアジアモンスーン域の降水変動は, 降水量と SST のコヒーレントな変動モードで理解できる. 降水量と SST の特異値分解 (SVD) 解析の第 1 モードは ENSO の同時影響, 第 2 モードは ENSO の遅れ影響 (インド洋の影響) に良く対応する. よって, ENSO-アジアモンスーン関係はこれらのモードの重ね合わせと考えられる.

## 4. 地域毎の ENSO の同時影響と遅れ影響

地域毎の ENSO の同時影響と遅れ影響を調べるため, アンサンブル予測データを使って NINO3.4 海域 SST (ENSO) とインド洋 SST の降水量に対する影響を特徴的な領域毎に調べた. 例えば, 海洋大陸付近では ENSO 影響が卓越し, 北西太平洋域では NINO3.4 海域とインド洋 SST 両方の影響がみられる. インド付近の降水にも, 地域的な特徴がみられる (図 1).

## 5. 熱帯北大西洋 SST による ENSO 遅れ影響の強化

図 1 の 1998 年, 2010 年 (楕円内のケース) には顕著に強い ENSO 影響がみられ, ENSO とインド洋 SST だけでは説明できない. 2010 年夏に対する熱帯北大西洋の SST 感度実験によると, これらの年は, 熱帯北大西洋の高い SST が ENSO 遅れ影響を強め, さらにラニーニャ現象の発生を強化することで, 強い影響をもたらしたことがわかった[3]. このことは, 大西洋を含めた海盆間相互作用が, ENSO-アジアモンスーン関係に影響を与えていることを意味する.

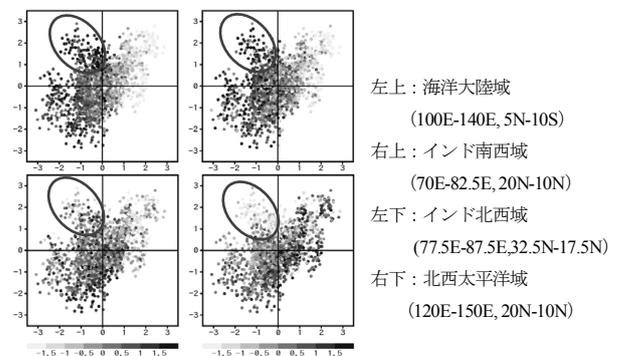


図 1 アンサンブルハインドキャスト実験による領域毎の降水量と NINO3.4 域 SST と熱帯インド洋域 (IOB) 域 SST の関係. 散布図の点のシェードは降水量を表す. SST と降水量は全て 1981-2010 年期間の標準偏差で規格化した.

## 参考文献

- [1] Takaya et al. 2018, *Clim. Dyn.*, 3-4, 751-765.
- [2] Takaya et al. 2017, *Atmos. Sci. Lett.*, 18, 330-335.
- [3] Takaya et al. submitted to *J. Clim.*

# 層積雲スキーム改良による SST-SW フィードバックの改善

\*千葉丈太郎 (気象庁気候情報課), 川合秀明 (気象庁気象研究所)

## 1. はじめに

気象庁気候情報課では、大気・海洋結合モデルを用いた季節アンサンブル予測システム JMA/MRI-CPS2 (Takaya et al. 2018) を運用しており、2020 年 1 月現在、その後継にあたる JMA/MRI-CPS3 (以下 CPS3) を気象研究所と共同で開発している。CPS3 では、最新の気象庁全球モデル GSM (米原 2019) の大気物理過程をベースとして、境界層内に発生する層積雲を表現するために導入されている層積雲スキーム (Kawai and Inoue 2006) の変更が計画されている。本稿では、スキームの概要と海面水温 (SST) と下層雲のフィードバックに着目した検証結果について報告する。

## 2. 層積雲スキームの概要

層積雲の生成・消滅メカニズムは非常に複雑であるが、境界層上端付近の逆転層の存在の重要性が過去の研究で示されており、その強さを表す指標の 1 つとして EIS (Estimated Inversion Strength; Wood and Bretherton 2006) が挙げられる。Kawai et al. (2017) は EIS に改良を加え、大気中の水蒸気を加味した ECTEI (Estimated Cloud Top Entrainment Index) を提案した。

$$\text{ECTEI} = \text{EIS} - \beta L / C_p (q_{\text{surf}} - q_{700})$$

$$\beta = (1 - k) C_{q\text{gap}}$$

$L$  は凝結の潜熱、 $C_p$  は定圧比熱、 $q$  は比湿を表し、 $k$  及び  $C_{q\text{gap}}$  は定数である。本スキームでは、ECTEI がある閾値を超えたとき、大気境界層上端の鉛直拡散を弱めることで、境界層内の大気が飽和し雲が生成される。ECTEI は EIS に比べて、観測される下層雲との対応が良いことが示されており、例えば、層積雲のパラメタリゼーションに EIS を用いた場合、南大洋の下層雲量が過少となるが、ECTEI を用いるとほぼ適切に表現される (Kawai et al. 2019)。

## 3. 実験結果

SST と下層雲のフィードバックを確認するため、大気-海洋結合モデルによるフリーラン実験を、層積雲スキーム変更前後それぞれについて行った。大気モデルの解像度は TL319L100 ( $\Delta x \sim 55\text{km}$ , 上端  $\sim 0.01\text{hPa}$ )、海洋モデル (MRI.COM ver4; Tsujino et al. 2017) の解像度は  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  の 60 層とし、スピニアップの 1 年

を除く 30 年間の積分結果を解析した。

その結果、亜熱帯の海洋性層積雲領域にみられる正の SST-SW (大気下端下向き短波放射) フィードバックは、層積雲スキームの変更によって、観測にかなり近づくことがわかった。また、NINO.3 海域では、スキーム変更前は不自然な正のフィードバックがみられたが、それがほぼ解消した。これらの改善は、放射収支やエルニーニョ・南方振動 (ENSO) などを通して、季節予報の精度向上に資すると期待される。

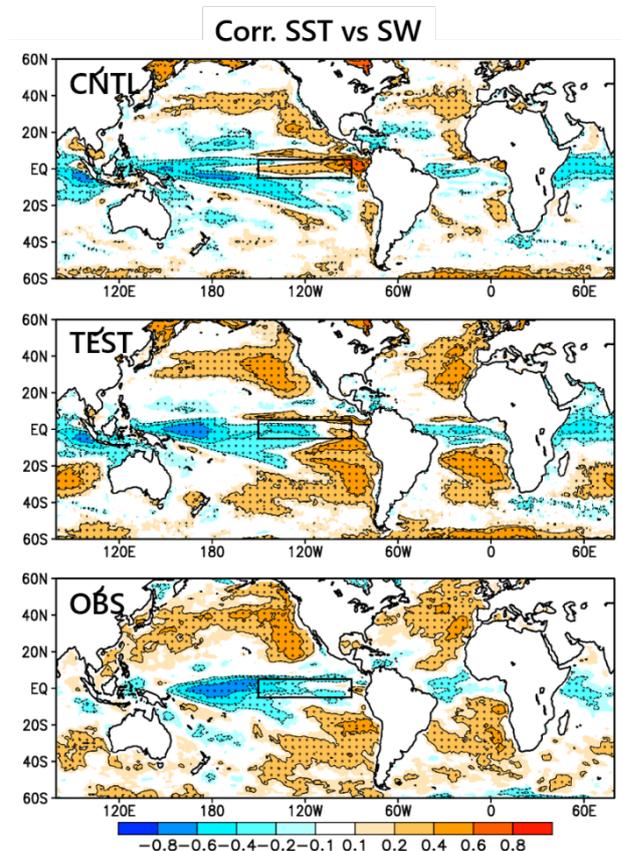


図 海面水温 (SST) と大気下端下向き短波放射 (SW) の相関係数。(上段) 層積雲スキーム変更前 (中段) 層積雲スキーム変更後 (下段) COBE-SST と CERES の結果。シェードは相関係数、実線 (点線) のコンターは正 (負) 相関を表す。ドットは 99% の有意水準で有意な領域。ボックスは NINO.3 海域。

## 参考文献

Kawai, H., Koshiro, T., and Webb, M. J.: Interpretation of factors controlling low cloud cover and low cloud feedback using a unified predictive index, *J. Clim.*, 30, 9119-9131, 2017.

# 雲システム解像モデル NICAM-SPRINTARS を用いた 水雲—エアロゾル相互作用の全球的評価

\*堀田陽香, 鈴木健太郎 (東京大学大気海洋研究所)

## 1. はじめに

水雲—エアロゾルの相互作用は、放射過程を通して気候形成に大きく関わる。しかし、従来の気候モデルは解像度の粗さゆえ雲過程を正確に表現することが難しく、水雲—エアロゾル相互作用の気候影響評価には大きな不確実性がある。これに対してエアロゾルモデル SPRINTARS と結合した NICAM[1,2]は、雲とエアロゾルの過程を全球的に高解像度で表現できる。

先行研究[3]は、水平解像度 14km での NICAM-SPRINTARS 実験結果について、エアロゾル数と雲水量の相関解析を行い、衛星観測と整合的な負の相関関係を再現していることを示した。しかし、そこで用いられた 1-moment 雲微物理スキーム[4]は、雲—エアロゾル相互作用を形成する上で重要なプロセスを正確に表現できていない可能性がある。

## 2. 実験設定と解析手法

そこで本研究は、NICAM-SPRINTARS の雲—エアロゾル相互作用と雲微物理過程について、雲微物理スキームの洗練度に対する依存性を評価した。水平解像度 14km で、1moment 型[4]と 2moment 型[5]の雲微物理スキームを適用した実験をそれぞれ行った。積雲対流スキームは用いなかった。雲頂温度が 273K 以上の水雲を対象に、A-train 衛星観測データに対して評価した。

## 3. エアロゾル量と雲水量の関係

エアロゾルと雲水量の関係を図 1 に示す。気象場が相関関係に与える影響を取り除くため、大気安定度 LTS の値によって分類している。1moment スキームは正の相関関係を示しており、一見すると先行研究[3]と非整合的である。しかし、先行研究の解析手法を適用した場合の相関関係は負であった。感度実験の結果

から、その手法では湿性沈着が負の相関関係を形成することに大きく寄与していることが示唆された。

図 1 において 2moment スキームは衛星観測と整合的に、明瞭な相関関係を示さない。微物理スキーム間の違いを生み出す具体的な微物理過程を調査したところ、accretion 過程に定性的な違いが見られた。すなわち 2moment スキームでは、accretion rate が雲粒数増加によって抑制される効果が低く、ゆえにエアロゾルと雲水量の相関関係 (図 1) が 1moment スキームほど正に大きくならないと解釈できる。

## 4. 雲粒成長過程の評価

水雲の微物理プロセスを評価するために、鉛直平均粒径[6]と雲頂粒径との関係を調べた。非降水雲について、衛星観測では成長レジーム (雲頂粒径>鉛直平均粒径) の雲が大半を占めるが、NICAM では微物理スキームに依らず、そのようなレジームの雲が再現されなかった。これは、NICAM が鉛直上方への凝結成長過程を正確に表現できていないことを示唆する。

今後は雲微物理過程についての感度実験や、領域別の解析を進めることで、どのようなプロセスが雲粒成長過程を再現する上で重要な役割を果たすか、そのような微物理過程の違いは雲—エアロゾル相互作用にどう表れるか、評価を進めていく予定である。

### 参考文献

[1] Satoh, M et al., 2014, *Prog. Earth Planet Sci*, **1**, 18.

[2] Suzuki et al. 2008, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L19817.

[3] Sato et al. 2018, *Nat. Comm*, **9**, 985.

[4] Tomita, H, 2008, *J. Meteor. Soc. Japan*, **86A**, 121-142.

[5] Seiki, T., and T. Nakajima, 2014, *J. Atmos. Sci*, **71**, 833-853.

[6] Masunaga et al. 2002, *J. Geophys. Res.*, **107**, AAC11.

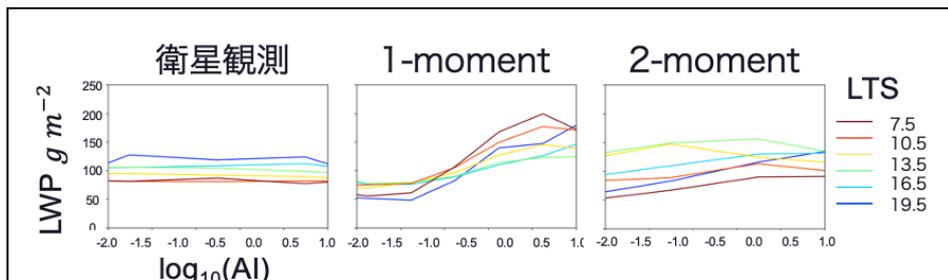


図 1  
水雲についてエアロゾル・インデックス(AI)と雲水量の関係。大気安定度 LTS によって区分。

# シルクロードパターンの地球温暖化に伴う変調とその要因

内田 裕太, \*小坂 優 (東京大学先端科学技術研究センター)

## 1. はじめに

シルクロードパターンは東アジアに夏季異常気象をもたらす主要な遠隔影響パターンの一つで、ユーラシア大陸上のアジアジェットのスラッシュで特徴付けられる [1,2]. 2018 年の記録的に早い梅雨明けとその後の豪雨、引き続き熱波を引き起こしたことは記憶に新しい。このような熱波に対し、地球温暖化がその影響を底上げすること示されたが [3], シルクロードパターンに伴う循環偏差そのものが地球温暖化の伴ってどのような変調を受けるかは明らかになっていない。本研究は、大気循環モデルによる大規模アンサンブル実験データセットである d4PDF を用いてこれを解析した。

## 2. データと解析手法

解析には「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)」のうち、過去の気候推移を再現する「HIST 実験」と  $4^{\circ}\text{C}$  温暖化した気候をシミュレートする「+4K 実験」を用いた。シルクロードパターンは  $25^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$  における夏季 (6~8 月) 平均 200hPa 南北風速の経年変動に対する経験直交関数 (EOF) 第 1, 第 2 モード (それぞれ EOF1, EOF2) として抽出した。また、ブロッキングの検出には 500hPa 高度の南北勾配逆転を用いた。

## 3. シルクロードパターンの変調

HIST 実験の EOF1 は、アジアジェットに沿う波列状の循環偏差と東向き波活動度フラックスを示し、シルクロードパターンを捉えている (図 1a)。+4K 実験では水平構造にはほとんど変化が見られないが (図 1b), 振幅は有意に減少する (EOF1 で 10% 以上)。また鉛直方向には、HIST 実験に比べて +4K 実験で循環偏差極大が上方にシフトしており、地球温暖化に伴う対流圏界面やアジアジェット軸の上昇と整合する。これらの結果は EOF2 についても定性的に同様である。

シルクロードパターンの維持にはエネルギー変換を通じた背景場からの効率的なエネルギー獲得が寄与する [2]。HIST 実験に比べて +4K 実験では、シルクロードパターンに伴う傾圧エネルギー変換効率が低下しており、これは主に 400hPa より下層における弱化によって引き起こされていた。温暖化に伴うジェット軸の上昇と成層度の強化により、上空の渦位偏差が中・下層に作り出す循環偏差が弱まったことが一因と考えられる。

## 4. ヨーロッパのブロッキング

シルクロードパターンはしばしば上流域のブロッキングに駆動されるように見える。実際に HIST 実験において、シルクロードパターンは北大西洋・ヨーロッパでのブロッキング頻度変調を伴う。+4K 実験では、ブロッキング頻度の気候平均・気候標準偏差がともにヨーロッパで減少する。これは北大西洋極前線ジェット路北偏及び東への伸長に伴う変化である。加えてアジアジェットが南偏し、ブロッキングからアジアジェットへのエネルギー入射がしにくくなる。これらの効果により、ヨーロッパのブロッキングによるシルクロード EOF1 パターン駆動が弱化的ことが、同パターンの振幅低下に寄与すると考えられる。なお、上流の擾乱をブロッキングに限定しなくても、北大西洋極前線ジェット上の波束からアジアジェットへの「導波管乗り換え」は一般に起こりにくくなると考えられるが、上流域での波動そのものの強化がこれを相殺するため、シルクロードパターンの弱化的寄与は明らかでない。

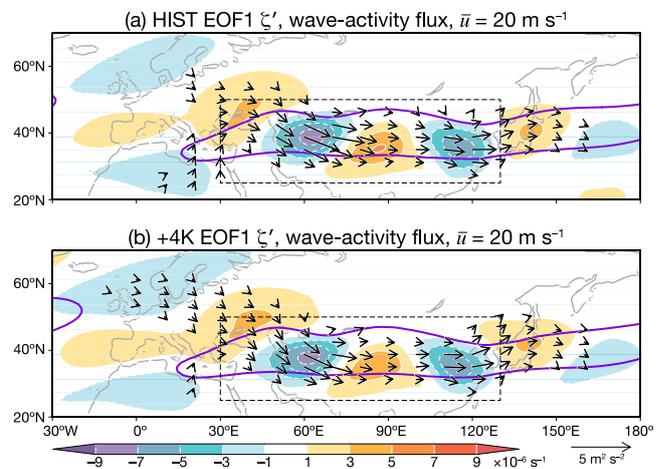


図 1. シルクロード EOF1 パターンに伴う 200hPa 渦度偏差 (陰影) と波活動度フラックス (矢印). (a) HIST 実験, (b) +4K 実験. 長方形は EOF 解析領域. 等値線は気候平均東西風速 =  $20 \text{ m s}^{-1}$  を表す。

## 参考文献

- [1] Enomoto, T., 2004, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.
- [2] Kosaka, Y. et al., 2009, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561-580.
- [3] Imada, Y., et al., 2019, *SOLA*, **15**, 8-12.

## 亜熱帯下層雲の放射冷却は夏季の亜熱帯高気圧を強化するか？

\*川合秀明、神代剛（気象研究所）

### 1. 背景

CMIP6 の参加モデルである気候モデル MRI-ESM2 (Yukimoto et al. 2019) は、海洋層積雲の表現が優れたものとなっており、再現が比較的困難とされてきた亜熱帯の大陸西岸の層積雲や、南大洋の下層雲の表現も現実的なものとなっている (Kawai et al. 2019)。モデルの中の海洋層積雲は、主に層積雲スキームによって表現されており、このスキームを off にすることで、海洋層積雲が消失した状態を簡単に再現することができる (図1 上段)。したがって、その実験結果と通常の実験結果を比較することで、海洋層積雲が果たしている役割を理解することが可能である。

ここでは、Miyasaka & Nakamura (2005, *J. Clim.*) 等で提唱されている、亜熱帯大陸西岸の下層雲の雲頂放射冷却が亜熱帯高気圧の強化に寄与している可能性について、この気候再現性の良いモデルを用いて検証した結果 (Kawai & Koshiro 2020) を紹介する。

### 2. 実験

層積雲スキームには、CMIP5 の参加モデルである MRI-CGCM3 で使用されていた古い層積雲スキーム (Kawai & Inoue 2006) と、MRI-ESM2 で使用されている新しい層積雲スキーム (Kawai et al. 2017, 2019) の2つがある。これらの2つの層積雲スキーム、及び、層積雲スキーム off 実験の3つの実験を、SST を与える amip タイプの気候モデル実験、及び、大気海洋結合モデルを用いた historical タイプの実験の2組の設定で行った。

### 3. 結果

実験の結果、亜熱帯の下層雲が現実的に表現されていても

全く表現されていない場合、夏季の亜熱帯高気圧の強さには全くと言っていいほど影響を与えないことが示された (図1 上段右図)。その理由は、下層雲による雲頂冷却は、雲の中の凝結加熱、及び乱流過程の熱輸送、また一部は短波放射による雲の加熱により補償され、力学への影響は限定的であるためである (図1 下段)。この結果は、2004 年以前の気象庁全球モデルでは亜熱帯下層雲がほとんど表現されていなかったにもかかわらず、亜熱帯高気圧の強さに大きなバイアスはなかったこととも整合する。大気海洋結合モデルによる実験・古い層積雲モデルによる実験でも結果は基本的に同様である。

### 謝辞

本研究の一部は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラム (JPMXD0717935561)、及び日本学術振興会・科学研究費助成事業 (JP18H03363, JP19K03977, JP19H05699) の支援により実施された。

### 参考文献

- Kawai, H., and T. Inoue, 2006: A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. *SOLA*, **2**, 17-20.
- Kawai, H., and T. Koshiro, 2020: Does Radiative Cooling of Stratocumulus Strengthen Summertime Subtropical Highs? *CAS/JSC WGNE Research Activities in Earth System Modelling/WMO*, **50**, 7.11-7.12.
- Kawai, H., et al., 2017: Interpretation of Factors Controlling Low Cloud Cover and Low Cloud Feedback Using a Unified Predictive Index. *J. Climate*, **30**, 9119-9131.
- Kawai, H., et al., 2019: Significant Improvement of Cloud Representation in Global Climate Model MRI-ESM2. *Geosci. Model Dev.*, **12**, 2875-2897.
- Yukimoto, S., et al., 2019: *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 931-965.

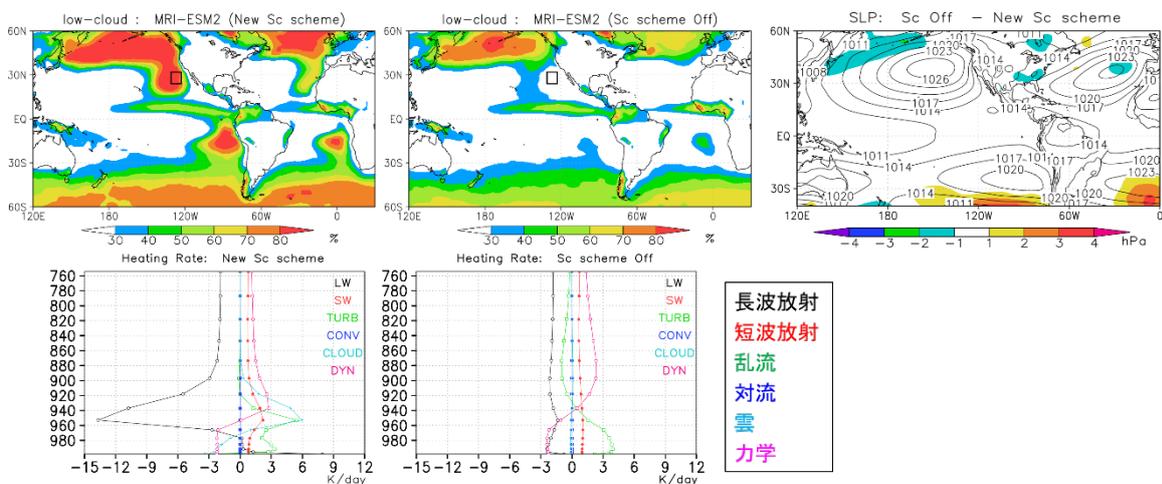


図1：(上段) 左から、新しい層積雲スキーム on、及び層積雲スキーム off 実験の下層雲量、両実験の海面気圧の差、amip 実験 (2005-2014 年) の7月の気候値。(下段) カリフォルニア沖 (上段の図の黒矩形領域) の各物理過程の加熱率プロファイル。縦軸は高度 [hPa]。

# 過去最少のチャクチ海海氷が強化した異常な 2017/18 年冬季の北半球大気循環

\*太田圭祐, 立花義裕, 安藤雄太 (三重大学大学院 生物資源学 研究科)

## 1. 研究背景

2017/18 年は日本全体で冬季を通じて気温が低かった。特に西日本では、1986/87 年冬季以降の 32 年間では最も寒い冬となった。東アジアに寒冬をもたらす要因としてラニーニャ現象 (Wang et al., 2000 など) や、ノルウェー北東沖のバレンツ・カラ海の海水減少が知られている (Honda et al., 2009 など)。

一方で、北極海の太平洋側に位置するチャクチ海の海水は 2017/18 年の冬季に過去最低値を記録した。Tachibana et al. (2019) は 2017/18 年の事例に注目し、チャクチ海の海水が平年よりも異常に減少することが 30 年ぶりの寒冬をもたらす要素の一つである可能性について示した。しかし、先行研究では 2017/18 年以外の事例におけるチャクチ海の海水後退の影響についての考察や、ラニーニャ現象、バレンツ・カラ海の海水後退の影響との比較はなされていない。

以上のことから、本研究では冬季の異常なチャクチ海の海水減少が東アジアの寒冬に影響するかについて、他の寒冬事例や要素と比較しながら考察することを目的とする。

## 2. データ・解析方法

解析には日平均の JRA-55 再解析データ、OISST データ v2.1 を使用した。異常な事例であった 2017/18 年を除いた 1988/89 年～2016/17 年の 29 年平均値を気候値と定義した。2017/18 年初冬に異常に後退した 11 月の海水氷密接度についてチャクチ海の海水 index, バレンツ・カラ海の海水 index を作成し、11 月の海面水温についてラニーニャ (Niño 3.4) index を作成した。2017/18 年は北極振動 (SV NAM; Ogi et al., 2004) index が 11 月 16 日～2 月 15 日の 3 か月間 (冬季) に渡ってほとんど負である事例であった。冬季を通じて持続する上記 3 ヶ月平均の大気データと作成した各 index との線形回帰計算を行うことで、各要素の影響について検討した。

## 3. 結果

線形回帰計算によって推定された 2017/18 年のチャクチ海の海水後退の影響、ラニーニャ現象、バレンツ・カラ海の海水後退の影響の合計と観測値の偏差場を比較する。チャクチ海の海水後退の影響を考慮しない場合と比較して、チャクチ海の海水後退の影響を考慮する方が、観測値の偏差場のパターンをより説明できることがわかった。(図 1)

次に、東アジア領域 (図 1 黒枠) で平均をとった Z500 偏差について最も負であったものから東アジアの寒冬事例として 9 事例を抽出して比較した (図 1)。2017/18 年のチャクチ海の海水後退の影響は過去最高値 ( $\sigma = -2.51$ ) で、ラニーニャ現象 ( $\sigma = -1.06$ ) やバレンツ・カラ海の海水後退の影響 ( $\sigma = -0.89$ ) よりも大きかった。過去にもラニーニャ現象、チャクチ海、バレンツ・カラ海の海水後退が東アジアの Z500 負偏差に弱いながらも影響した事例はあった (2011/12 年など)。チャクチ海の海水が異常に後退したとき、東アジアの顕著な負偏差に影響したことがわかる (2017/18 年)。

## 5. 引用文献

Honda et al., 2009, GRL

Ogi et al., 2004, JGR D Atmos

Tachibana et al., 2019, Scientific Reports

Wang et al., 2000, JOC

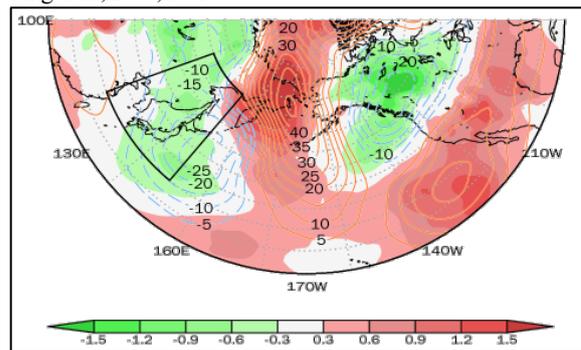


図 1 線形回帰計算によって推定された 2017/18 年の Z500 (等値線) [m], T850 (陰影) [ $^{\circ}$ C] 偏差場  
(a) チャクチ海の海水後退, ラニーニャ現象, バレンツ・カラ海の海水後退の影響の合計 (b) ラニーニャ現象, バレンツ・カラ海の海水後退の影響の合計

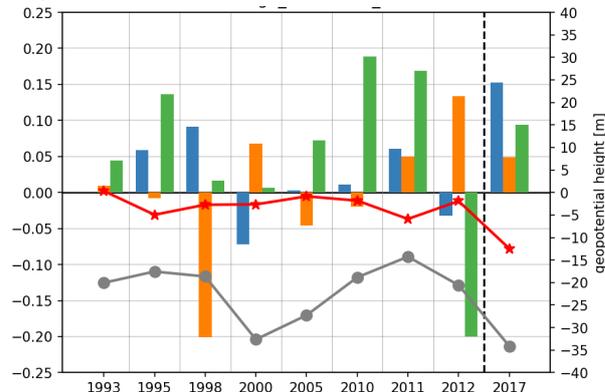


図 2 東アジア領域 (図 1 黒枠) で平均した Z500 偏差場  
棒グラフ: 線形回帰計算によって推定された各要素の影響の観測値偏差に対する割合 (青: チャクチ海の海水後退, 橙: バレンツ・カラ海の海水後退, 緑: ラニーニャ 左軸) 折れ線グラフ: 領域平均した Z500 偏差 [m] (赤: 推定した 3 つの要素の合計, 灰: 観測値偏差 右軸)

## d4PDF2°C上昇実験結果を活用した 荒川の極値流量の将来変化予測

<sup>1</sup>加藤大輔,<sup>1</sup>篠原瑞生,<sup>2</sup>加藤雅也,<sup>2</sup>坪木和久,<sup>3</sup>田中智大,<sup>4</sup>立川康人,<sup>5</sup>中北英一  
(<sup>1</sup>株式会社東京海上研究所,<sup>2</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所,<sup>3</sup>京都大学大学院地球環境  
学堂,<sup>4</sup>京都大学大学院工学研究科,<sup>5</sup>京都大学防災研究所)

### 1. はじめに

近年は平成30年7月豪雨、令和元年台風19号をはじめ水災害が多発しており、今後も気候変動によるさらなる激甚化と高頻度化が予想されている。「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)」の公開により、極値流量の将来変化を確率的に予測できるようになったが、d4PDFの4°C上昇実験結果(HFB4K)は近未来の予測に適さないこと、4°C上昇に至るまでの変化を推定できないことが課題であった。そこで本研究では、2018年8月に公開されたd4PDF2°C上昇実験結果(HFB2K)を活用し、近未来を含む荒川流域の極値流量の将来変化を予測した。さらに台風性降水に着目し、極値流量をもたらす極端降水の傾向変化も確認した。

### 2. 研究手法

d4PDFより作成した降水データを、分布型キネマティックウェーブモデル1K-DHM<sup>[1]</sup>へ入力し、流出計算により年最大流量を得た。HPB、HFB2K、HFB4Kによる流出計算結果から抽出した年最大流量の確率分布を比較し、極値流量の将来変化を予測した。さらに、年最大24時間降水量の将来変化を確認し、対応する期間を対象に、台風の存在するシナリオの割合と、台風起因する年最大24時間降水量の将来変化も確認した。降雨流出モデルの入力データとして、また、降水の将来変化の確認のために使用した降水データは、d4PDF領域実験の荒川流域に相当する格子を対象に、HPB、HFB2K、HFB4K全シナリオより、年最大24時間降水を含む10日間を抽出して整備した。HPBの再現性は立川ら<sup>[2]</sup>が確認しているため、バイアス補正を施さずに使用した。年最大24時間降水時に、荒川流域から1,500 km以内に台風が存在するシナリオを、台風の存在するシナリオとした。

### 3. 結果

(1)年最大流量の将来変化 図-1は岩淵地点の年最大流量の将来変化である。HFB2KからHFB4Kにかけての気温変化に対する流量の増加と比較して、HPBからHFB2Kにかけてのそのの方が大きいことが確認できた。

(2)降水の将来変化 図-2は荒川流域の年最大24時間降水量の将来変化である。HFB2KからHFB4Kにかけての気温変化に対する降水量の増加と比較して、HPBからHFB2Kにかけてのそのの方が顕著に大きいことが確認できた。このうち全シナリオの80パーセント以上の強度の降水に着目すると、台風の存在するシナリオは減少傾向にあり、その変化はHPBからHFB2Kにかけての方が大きかった。一方、台風が存在するシナリオの降水量は増加傾向にあり、その変化はHPBからHFB2Kにかけて比較的大きかった。ただし、台風の存在するシナリオが減少したHFB4Kにおいても、依然として半数以上のシナリオに台風が存在した。以上の傾向変化が、荒川流域の極値流量の将来変化の要因の一つである可能性がある。

### 参考文献

- [1] 京都大学工学研究科水文・水資源学研究室：1KFRM/DHM, a distributed flood routing model and distributed hydrologic model based on kinematic wave theory using HydroSHED topography data, <http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/products/1K-DHM/1K-DHM.html> (参照日：2020/2/10)  
[2] 立川康人, 宮脇航平, 田中智大, 萬和明, 加藤雅也, 市川温, キムスミン：超多数アンサンブル気候予測実験データを用いた極値河川流量の将来変化の分析, 土木学会論文集B1(水工学) Vol. 73, No. 3, 77-90, 2017.

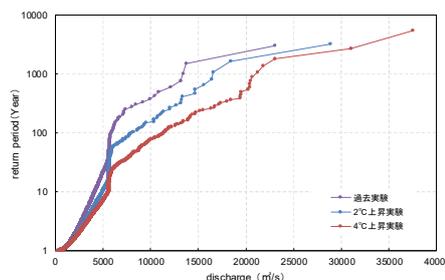


図-1 岩淵地点の年最大流量  
の将来変化

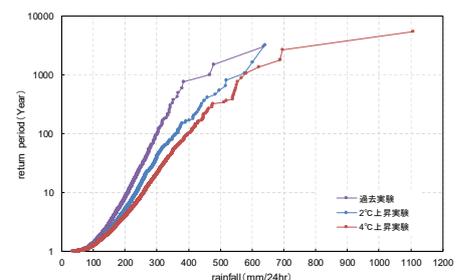


図-2 荒川流域の年最大24時間降水量  
の将来変化

# 温位面での質量加重付き東西平均に基づく 大気エネルギーサイクルの将来変化

\*菅野湧貴 (電力中央研究所), 岩崎俊樹 (東北大学院理),

## 1. はじめに

大気エネルギーサイクルは、大気大循環と擾乱の活動を記述する手法の1つである。Lorenz の提案した運動エネルギーと有効位置エネルギーを東西平均場と擾乱場に分割する4ボックスモデル[1]が一般的に利用されるが、波の伝播に伴うエネルギーの輸送を適切に表現できないなどの問題が指摘されている。

気圧座標の代わりに温位面での東西平均を用いることで、波動平均流相互作用に基づく大気エネルギーサイクルを記述できる[2]。このようにして得られるエネルギーサイクルはカスケードタイプである(図1)。本研究ではこの手法をCMIP5のデータに利用し、大気エネルギーサイクルの将来変化を明らかにする。

## 2. データと手法

将来予測データとしてCMIP5からCanESM2, GFDL-CM3, HadGEM2-ES, MIROC5, MRI-CGCM3の5つのモデルの6時間間隔、モデル面データを使用する。RCP8.5シナリオの21世紀末(2081年-2100年)と過去再現実験の20世紀末(1981年-2000年)の差を将来変化として解析する。解析は、6月から8月(JJA)と12月から2月(DJF)を対象とする。

大気エネルギーサイクルの解析には、温位面での質量加重付き帯状平均法(MIM法; [2])を利用する。擾乱の有効位置エネルギー( $A_E$ )と擾乱の運動エネルギー( $K_E$ )を合わせて波動エネルギー( $W$ )と呼ぶ(図1; [3])。また、擾乱のエネルギーを定常成分と非定常成分に分解することで、停滞性擾乱と非停滞性擾乱の役割を示す[3]。

## 3. 結果

図2に冬期北半球と冬期南半球の波動エネルギーの将来変化を示す。冬期の北半球と南半球では、波動エネルギーの将来変化は逆符号となっている。冬季北半球では、5つ全てのモデルで波動エネルギーは将来減少すると予測される。この減少傾向は主に定常成分によって説明され、中緯度の停滞性波動の弱화가示唆される。冬季北半球においては、非定常成分の変化は小さい。一方、冬季南半球では、波動エネルギーは将来優

位に増加すると予測される。波動エネルギーの増加は主に非定常成分によって説明され、南半球中緯度のストームトラックの強化を示唆する。大会では、波動エネルギーの将来変化とエネルギー変換項、非断熱加熱によるエネルギー生成項の将来変化の関係を紹介する。

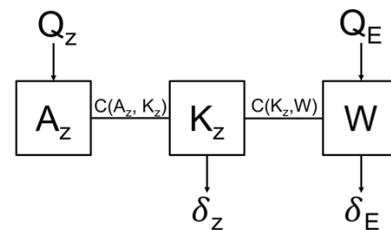


図1 MIMのエネルギー変換図。 $A_z$ ,  $K_z$ ,  $W$ は平均有効位置エネルギー、平均運動エネルギー、波動エネルギー、 $C(A_z, K_z)$ は $A_z$ から $K_z$ へのエネルギー変換、 $C(K_z, W)$ は $K_z$ から $W$ へのエネルギー変換。 $Q_z$ と $Q_E$ はそれぞれ非断熱加熱による $A_z$ と $W$ の生成。 $\delta_z$ と $\delta_E$ はそれぞれ $K_z$ と $W$ の散逸を表す。

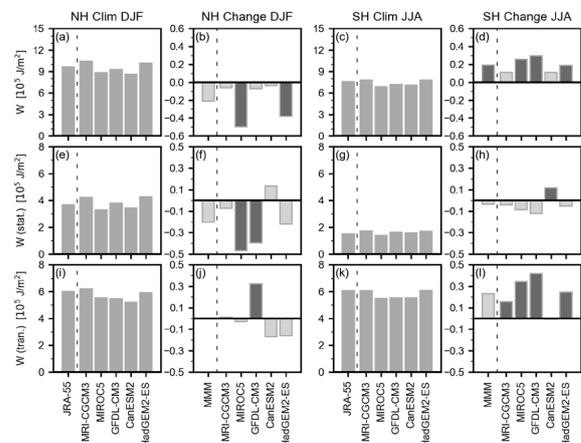


図2 波動エネルギーの将来変化 [ $10^5 \text{ J/m}^2$ ]. 上段は波動エネルギー、中段と下段はそれぞれ波動エネルギーの定常成分と非定常成分。左列から順に、冬期北半球の気候値、冬期北半球の将来変化、冬期南半球の気候値、冬期南半球の将来変化である。黒で表される変化は95%の水準で統計的に有意。

参考文献

- [1] Lorenz, E. N., 1955, *Tellus*, **7**, 157-167.  
 [2] Iwasaki, 2001, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3036-3052.  
 [3] Uno and Iwasaki, 2006, *J. Atmos. Sci.*, **63**, 3277-3295.

## 地球温暖化緩和シナリオを検討するための調節放射強制力の簡易評価法（第3報）

西澤慶一（電力中央研究所）

## 1. はじめに

人為要因による全球気候変化に関して政策的な議論をしたいとき、二酸化炭素などの赤外放射効果だけでなく、各種エアロゾルの太陽放射効果も考慮しなければならず、強制力の合計を適切に与えることが肝要である。そこで、気候システムの強制-応答関係の再現に適した『調節放射強制力』を、簡易的に見積もる方法を考えた。ここで必要とされる経験係数は、PDRMIPの大気海洋結合モデルによる数値実験に基づいて決定した（2018年度秋季大会）。続いて、光吸収性のエアロゾル（黒色炭素など）に関する推定の結果を分析した（2019年度秋季大会）。

本報告では、人為起源エアロゾルの光学特性を、エアロゾル粒子あるいは前駆気体の排出量から見積もる方法を提案する。さらに、指定された排出シナリオに基づいて、速い調節後の放射強制力の簡易推定を試みる。

## 2. エアロゾルの調節放射強制力の簡易評価法

エアロゾルの調節放射強制力を見積もるためには、(i) エアロゾル粒子・前駆気体の人為排出量からエアロゾルの光学特性を推定すること、(ii) エアロゾルの光学特性から瞬間強制力を推定すること、ならびに、(iii) 瞬間強制力から調節強制力を推定することが必要となる。

まず、課題(i)に関しては、エアロゾル（種類*i*）別の光学的厚さ $\tau_i$ を、つぎの式で表現する。

$$\tau_i = k_{ext,i} \frac{E_i}{S_{earth}} \left[ f_{g-p,i} \frac{M_{particle,i}}{M_{gas,i}} \right] \frac{t_{aer,i}}{365} f_{aer,i} (RH)$$

ここで、 $k_{ext}$ はエアロゾルの質量消散係数、 $E$ は人為排出量（質量/年）、 $S_{earth}$ は地球の表面積、 $f_{g-p}$ は前駆気体が粒子化する比率、 $M$ は各種分子量、 $t_{aer}$ はエアロゾルの寿命（日）、 $f_{aer}(RH)$ はエアロゾルの吸湿効果を表しており、主に $f_{g-p}$ や $t_{aer}$ がチューニングの対象になる。エアロゾル粒子が排出される場合、上式の[ ]内は不要である。

エアロゾル全体としての $\tau_{aer}$ は、エアロゾル別の $\tau_i$ を加算して求める。また、エアロゾル全体としての単一散乱アルベド $\omega_0$ は、エアロゾル別の $\omega_{0,i}$ を $\tau_i$ で加重平均して求める。エアロゾル別の $\omega_{0,i}$ としては、硫酸塩、硝酸塩、有機炭素で0.99、黒色炭素で0.20を仮定した。

課題(ii)に関しては、大気上端（TOA）、大気中（atm）、地表面（sfc）に与えられる瞬間（直接）放射強制力を、 $\tau_{aer}$ が小さい（ $\ll 1$ ）条件で、予め、

$$\begin{cases} \Delta F(TOA) \cong (-140 \varpi_0 + 122) \tau_{aer} \\ \Delta Q(atm) \cong (-314 \varpi_0 + 314) \tau_{aer} \\ \Delta F(sfc) \cong (174 \varpi_0 - 192) \tau_{aer} \end{cases} \quad (\text{W m}^{-2})$$

のようにパラメーター化しておく。この近似式を得るために、標準的な雲と水蒸気を含んだモデル大気を設定して、太陽放射伝達の数値計算を行った。

以上で得られたエアロゾルの瞬間強制力から、調節強制力を推定できる。この評価法の詳細は既に報告したので、本稿では省略する（2018 秋季・2019 秋季の予稿を参照）。

## 3. エアロゾルの放射強制力の長期変化（推定例）

図1は、SSP3-7.0シナリオを仮定した場合の長期変化（西暦1900年～2100年）を、推定例として示す。この場合、硫酸塩の光学的厚さが最も大きい、1980年頃を最大として、減少傾向に転じる。そのほかのエアロゾルでは、21世紀半ばまで光学的厚さが増加し続けている。

エアロゾルの瞬間強制力は、硫酸塩、硝酸塩、有機炭素で負、黒色炭素で正となる。エアロゾル全体として、負の瞬間強制力（冷却）をもたらすが、1980年頃に絶対値が最大になる。さらに、大気上端での強制力を調節の前後で比べると、調節後の冷却のほうが大きくなっている。

## 4. まとめ

仮定された排出シナリオに簡易評価法を適用して、人為起源エアロゾルの調節放射強制力の長期変化を推定した。今後、間接放射強制力の評価法についても検討したい。

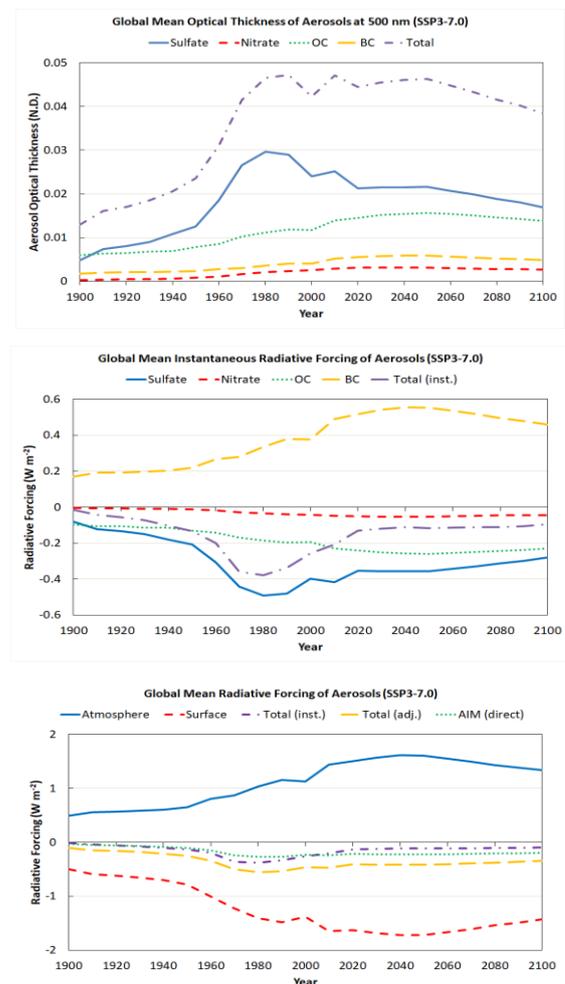


図1 人為起源エアロゾルによる各種放射強制力の長期変化

上：エアロゾル別の光学的厚さ（波長500nmで）、中：エアロゾル別の大気上端での瞬間強制力、下：大気中・地表面での瞬間強制力、および大気上端での瞬間・調節強制力（それぞれ、エアロゾル全体として）を示している。なお、参考値として、AIMによる直接強制力を含めた（下パネル）。

## d4PDF を用いた荒川流域に極端降水をもたらす 環境場のパターン解析とその将来変化

\*加藤雅也<sup>1</sup>, 加藤大輔<sup>2</sup>, 田中智大<sup>3</sup>, 立川康人<sup>3</sup>, 篠原瑞生<sup>2</sup>, 坪木和久<sup>1</sup>  
(<sup>1</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所, <sup>2</sup>東京海上研究所, <sup>3</sup>京都大学工学研究科),

### 1. はじめに

河川の氾濫に伴う災害の現在および将来変化を議論することは防災などの観点において非常に重要である。これまで都市河川である荒川を対象に d4PDF[1]の降水を用いて河川流量を直接計算することにより将来変化を明らかにした[2]。本研究では荒川で河川氾濫の危険を伴う降水の発生環境とその将来変化について自己組織化マップ(SOM)によるクラスタ分析を行った。

### 2. 解析方法

d4PDF 領域モデルの荒川流域年最大24時間降水量を過去(HPB)、2K 上昇(HFB2K)、そして4K 上昇(HFB4K)実験の各メンバーに対して抽出した。次に年最大24時間降水発生時の環境を分類するために、同期間の平均海面気圧、地上風(2成分)、24時間降水量の4要素をもとに SOM によるクラスタ分析を d4PDF 領域モデルの全領域に対して行った。SOM によるクラスタ分析は最初に4タイプに分類した後、それぞれのクラスタに対しさらに9タイプに分類した。

### 3. 結果

SOM により分類された24時間降水と海面気圧分布を図1に示した。図1(a)(b)は主に台風に伴うタイプ、図1(c)は主に温帯低気圧に伴うタイプ、そして図1(d)は大規模擾乱を伴わない降水等のタイプに分類された。

図2にタイプ毎に月別発生頻度分布を降水強度別に示した。図左側は秋期(9、10月)、図右側は夏期(6から8月)の事例が大半を占めていた。冬期や春期の事例は主に左下(図2c,g)のタイプで、その降水量は他の事例と比較すると少ない。HPBとHFB4Kで比較をすると秋期台風タイプ(図2a,e)では、HFB4Kの全体および8月の頻度が減少していた。夏期タイプ(図2b,d,f,h)では、9月の発生頻度がHFB4Kで増加していた。大規模擾乱を伴わないタイプ(図2d,h)ではHFB4Kで5月の発生頻度が増加していた。このようにHFB4Kで夏期の特徴が5月や9月に拡大していることが示唆される。

### 参考文献

- [1] Mizuta, R., et al., 2017, *BAMS*, **98**, 1383-1398.  
[2] 立川ら, 2017, 土木学会論文集 B1, **73**, 77-90

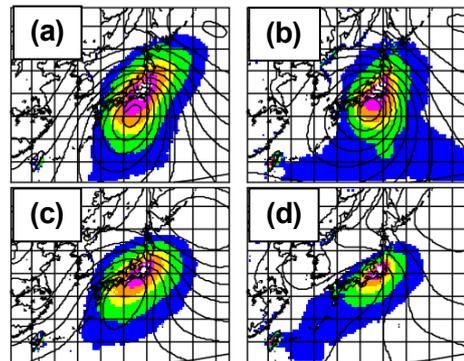


図1 SOMにより分類された海面気圧(等値線)と24時間降水(カラー)の分布。

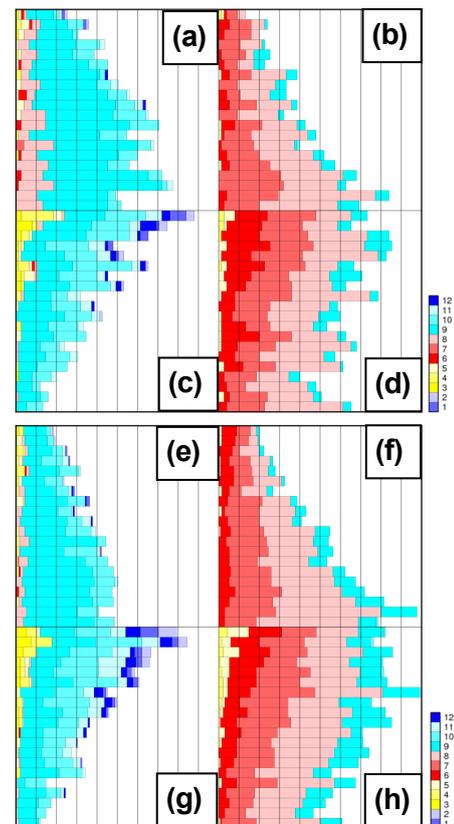


図2 HPB(aからd)とHFB4K(eからh)のタイプ毎の月別発生頻度分布。タイプ毎に降水上位5%(一番下)から順に5%毎の累積頻度を示す。横軸1メモリは0.25%。

## 日本付近における日々の冬型時の総観場の違いでみる初冬から真冬への移行の特徴について

(1983/84 年冬における事例解析)

\*熊谷龍慶(岡山大学教育学部理科)・加藤内藏進(岡山大学大学院教育学部研究家(理科))  
西村奈那子(名古屋大学・減災連携研究センター)

### 1. はじめに

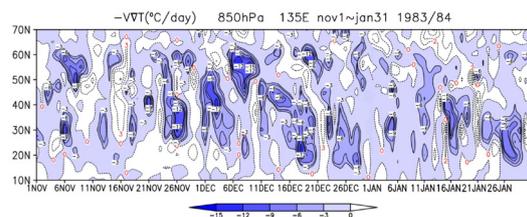
日本列島付近では、11月頃から西高東低の冬型の気圧配置の出現頻度が高くなる(吉野・甲斐 1977)。しかし、真冬には単に気温が低下することで冬型の降水が北陸などで雪として降りやすくなるだけでなく、本グループも指摘したように(友岡他, 2015 春の全国大会)、日々の冬型の持続性に見られる冬型時の総観場の特徴の初冬と真冬の違いについて指摘した。しかし、日々の冬型の特徴が初冬から真冬にかけてどのように変遷していくのかに関しては十分把握されているわけではない。本研究では友岡他(上記)で取り上げた 1983/84 年を例に、初冬から真冬における冬型時の大気場の特徴について解析を行い、初冬(ここでは 11/11~12/10)と真冬(1/1~1/31)の違いを比較するとともに、その特徴の遷移期の様子を記述した。なお、解析には NCEP/NCAR 再解析データ(2.5° × 2.5°)を用いた。

### 2. 寒気吹き出しの様子から見た初冬から真冬への移行

日本付近では 11 月になると、日々の変動に伴う北風に伴う強い寒気移流が周期的に日本南方まで及ぶようになり、12 月下旬になると寒気移流のベースが比較的持続する中で、時々それが日本付近で強まるようになった(第 1 図)。また強い寒気移流の領域が初冬よりもかなり南方まで及んでいた。また、850hPa における冬型かつ降水量上位 7 日(それぞれ、初冬, 真冬について)の温度、風ベクトル合成場によれば真冬の多降水日上位 7 日では初冬に比べて日本北方の寒気域が東西に幅広いスケールに位置し、日本南方まで寒気をもたらしていた。

### 3. 日々の高低気圧の出現状況と平均場の変化から見た初冬から真冬への移行

友岡他(前述)や 2. で述べた初冬から真冬への移行について、その遷移期であった 1983 年 12 月中旬に注目して、その前後とも比較しながら記述した。初冬から真冬の各旬での 850, 500hPa 気温の平均場に地上の高低気圧の中心を重ねた。初冬には日本付近の傾圧帯に全体に日々の地上の高低気圧が出現していたが、真冬には傾圧帯の南北幅全体というよりも、北方の寒気の南縁部に多くの低気圧がはっきり見えた。そのような初冬と真冬の違いの中で、12 月上旬は 11 月のような特徴、下旬は 1 月の特徴とよく似ていた。一方、中旬には 12 月上旬までと同様な特徴を示しつつも、東西に狭い平均場の寒気の南縁部に低気圧が多く現れ、12 月下旬になって、より南方まで真冬の特徴を示すなど、北方の平均場の寒気域との関係が先行して真冬の特徴に移行していたことが示唆された。



第 1 図. 135E に沿う 850hPa における水平温度移流の時間経度断面。  
(負値が寒気移流で、青色の影をつけた)

## d4PDF による岐阜県の豪雨発生要因の将来変化

\* 吉野純 (岐阜大工), 杉岡翔太 (岐阜大院工), 小林智尚 (岐阜大工)

### 1. 本研究の目的

本研究では、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候データベース d4PDF を用いて、将来気候および過去気候の岐阜県における 100 年に 1 回の規模の日降水量を上回る事例を、SI-CAT 気候実験データベースシステム SEAL-F により抽出し、主成分分析やクラスター分析により豪雨時の天気図に対してパターン分類を行い、豪雨発生要因の将来変化を定量化する。

### 2. 使用データと分析方法

本研究では、d4PDF 中の水平解像度約 20km の領域モデルのデータベースを使用する [1]。過去気候については 3,000 年分、将来気候（産業革命以降 4 °C 上昇）については 5,400 年分のモデル実験出力から、SEAL-F を利用して [2]、岐阜県内の 100 年に 1 回を超える規模の日降水量、すなわち、過去気候の場合は上位 30 事例、将来気候の場合は上位 54 事例を検索する。これは、100 年確率降水量の規模を超える事例に相当する。起日の 15 時 UTC の海面更生氣圧（地上天気図）を抽出する。

この過去気候および将来気候の地上天気図に対して、まず主成分分析を行い、第 5 主成分までの主成分係数および主成分スコアから（累積寄与率 83.6% および 82.2%）、縮約された地上天気図の復元（逆変換）を行う。また、得られた主成分スコアに対してクラスター分析（K-Means 法）を行うことで天気図を 4 種類に分類し、それぞれの特徴を比較する。

### 3. 結果と考察

岐阜県における現在気候の日降水量は、極値は 323 mm、平均値は 241 mm、100 年確率日降水量は 211 mm となった。一方、将来気候の日降水量（将来変化）は、極値は 461 mm (+138 mm)、平均値は 276 mm (+35 mm)、100 年確率日降水量は 237 mm (+26 mm) となった。

図 1 は、将来気候における豪雨タイプ毎の復元された縮約天気図のコンポジットを示す。気圧配置に基づいて、「タイプ A：前線 I 型（西低東高）」、「タイプ B：前線 II 型（北高南低）」、「タイプ C：低気圧 I 型（西低東高）」、「タイプ D：低気圧 II 型（西高東高）」と豪雨発生要因毎にタイプ分けすることができた。現在気候も同様の分類ができた。前線型は、南北に高気圧があ

り、前線に相当する気圧の谷が岐阜県上に存在し、台風等の擾乱が南海上に位置している。低気圧型は、台風等の擾乱の中心が岐阜を直撃している。I 型は大陸側で低圧部、II 型は大陸側で高圧部となっている。

図 2 は、豪雨タイプ毎の平均日降水量の将来変化を示す。将来気候下では、いずれのタイプも豪雨の平均的な強度は増加する傾向を示しており、特に、タイプ A は他のタイプと比べて突出して将来変化量が多い。将来気候のタイプ A の条件では、南方に存在する台風の強大化により、岐阜県上の前線をより刺激しやすい環境となるものと考察される。

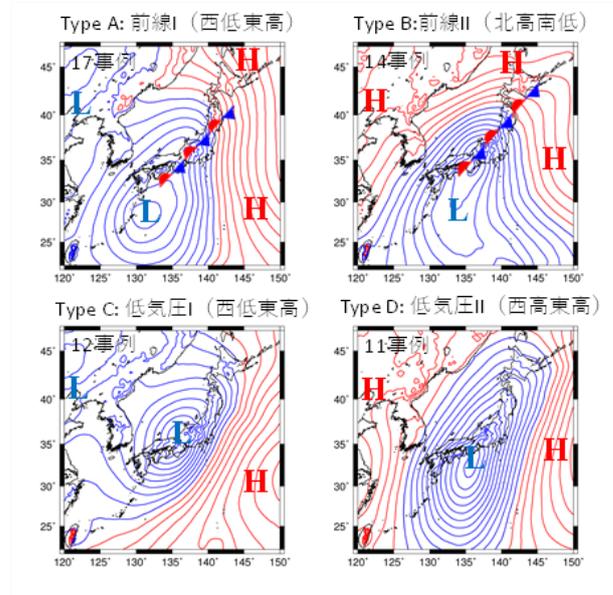


図 1 将来気候の豪雨タイプ毎のコンポジット縮約天気図。

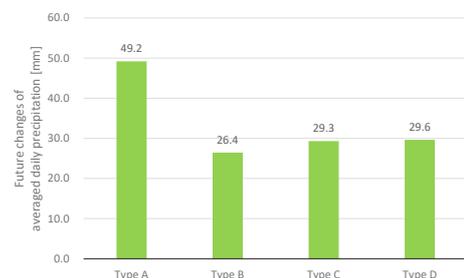


図 2 岐阜県の豪雨タイプ毎の平均日降水量の将来変化。

### 参考文献

- [1] Mizuta, R., et al., 2017, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **98**, 1383-1398.  
 [2] Nakagawa, Y., 2020, *Progress in Earth and Planetary Science*, 7:9.

## 近年の気温上昇によって強化された台風 Hagibis の大雨

\*川瀬宏明, 山口宗彦, 今田由紀子, 林修吾, 村田昭彦, 仲江川敏之, 高薮出(気象研),  
宮坂貴文(気象業務支援センター/気象研)

### 1. はじめに

令和元年東日本台風(台風第19号, Hagibis)は, 関東甲信地方や東北地方に記録的な大雨をもたらした。Hagibis は日本の南海上で中心気圧915hPaまで発達した後, 10月12日19時前に伊豆半島に上陸した。台風の急発達や長期間の勢力の維持には, 北西太平洋の海面水温が平年より高かったこと, 本州に接近するまで台風の勢力を弱める要素が少なかったこと等が挙げられている(気象庁, 2019)。また, 台風に伴う湿潤絶対不安定な大気層の存在が, 関東甲信の記録的な大雨に重要であったとの指摘もある(Takemi and Unuma, 2020)。

一方, 地球温暖化の進行に伴い, 日本付近でも気温が上がってきている。特に1980年以降に顕著な上昇が見られ, 長期的な気温変化がHagibisに起因する豪雨に影響を与えた可能性がある。そこで本研究では, 日本周辺の近年の気温及び海面水温の上昇が, Hagibisによりもたらされた大雨に及ぼす影響を調査した。

### 2. 実験概要

#### 2.1 再現実験(CTL)

Hagibisに伴う豪雨を再現するために, 気象庁メソ客観解析(MA)を境界値として, 気象庁非静力学モデル(JMA-NHM; Saito et al. 2007)を駆動した。格子間隔は5km, 初期値は2019年10月9日00, 03, 06, 09UTCの4つを用いた。降水量の検証には解析雨量を用いる。

#### 2.2 気温上昇除去実験(Non-W40)

気象庁55年長期再解析データ(JRA-55)をもとに, 日本周辺(130E-150E, 25N-40N)で平均した過去40年間の気温及び海面水温の線形トレンドを計算した。ここでは10月から8月の各月平均値と, 8月から10月と9月から11月の3ヶ月平均値を用いる。MAからトレンドを抜いたデータをNHMの境界値として与えることで, 近年の気温上昇を除去した実験を実施した。

### 3. 結果と考察

CTLは台風が関東を通過するまでのコース及び強度の再現性が良く(図省略), 観測された積算降水量をよく再現した(図1)。ただし, 上陸時間が現実よりも6時間程度遅かった。CTLとNonW40で計算された降水量を比較すると, 特に降水ピーク時にNonW40で少なく,

累積降水量はCTLが10.9%多くなった(図2)。CTLはNonW40に比べ, 台風の中心気圧の低く(台風が強く), また台風の中心付近及び東側で可降水量が多く, 結果的に10%を超える降水量の増加となったとみられる。発表ではこのほか, 地形の効果や将来の差分を与えた擬似温暖化実験の結果にも触れる。

#### 謝辞

本研究は科学研究費助成事業(19H05697)及び統合的気候モデル高度化研究プログラム(JPMXD0717935561, JPMXD0717935457)(文部科学省)の支援を受けた。

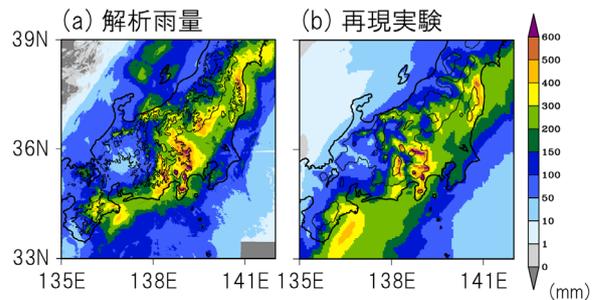


図1 期間積算降水量。(a) 解析雨量, (b) 再現実験(4実験の平均)。等値線は標高500mと1000m。

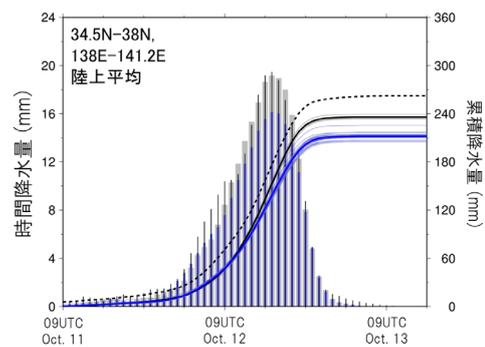


図2 関東甲信地域で平均した時間降水量(棒グラフ)と累積降水量(線)の時系列。灰色棒グラフと実線がCTL, 青色棒グラフと実線がNonW40。太線は各実験の平均。細棒と点線は, ピークをCTLと揃えた解析雨量。

#### 参考文献

- [1] 気象庁, 2019, 報道発表「令和元年台風第19号とそれに伴う大雨などの特徴・要因について。」
- [2] Takemi and Unuma, 2020, *SOLA*, **16**, 30-36.
- [3] Saito et al. 2007, *JMSJ*, **85B**, 271-304.

## 近年の関東地方における降雪の極端化とそれをもたらす環境場の変化

\*中村 祐貴, 立花 義裕, 安藤 雄太 (三重大院生物資源)

### 1. 序論

関東地方の降雪回数は年に数回程度で、降雪量も日本海側に比べて多くない。そのため、大雪への対策が不十分であり、一度大雪が降ると交通等に大きな影響が出る。今後の対策検討のためにも、関東地方の降雪についての将来予測は重要であろう。数値モデル実験により、21世紀末は現在と比べて日本のほとんどの地域で総降雪量は減少すると言われている<sup>[1]</sup>。しかし、数値モデルには予測の不確実性があるため、再解析データを用いて長期的な変化を考察することも重要である。先行研究として、2014年の関東の大雪事例<sup>[2]</sup>について調べたもの、期間全体を通して東京の積雪とEUパターンとの関係<sup>[3]</sup>や関東の大雪とブロッキング高気圧との関係<sup>[4]</sup>を示したもののなどがあるが、長期的な変化を見たものはない。

以上より、本研究では再解析データを用いて関東地方の降雪とそれをもたらす環境場の長期的な変化を調べることを目的とする。

### 2. 使用データと解析手法

降雪・降水量は気象官署の観測データ、海面水温はHadISST、大気場は気象庁55年長期再解析データJRA-55を用いた。解析期間は1961～2018年の58年間で、降雪量の多い1,2月に着目した。また、1988/89年を境にアリューシャン低気圧が弱まり、日本付近で温度が上昇した<sup>[5]</sup>ことや1980年代後半に東アジアの冬期モンスーンが弱まり北西太平洋のストームトラックの活動が活発になった<sup>[6]</sup>ことから、1988/89年を境にすると長期的な変化が見やすい。そのため、1961～1988年を過去、1989～2018年を近年と期間を分けて、合成図解析により環境場の差を比較した。

### 3. 結果

まず、一年あたりの総降雪量を過去と近年で比較した。結果、過去が99cm、近年は92cmであり、これらの間に有意な差は無かった。しかし、各年の総降雪量を多い年順に並べると1989年以降の年(近年)が上位を占める(図1)。その要因として、降雪量の多い事例の回数が増えたのではないかと、という仮説を立てた。これを調べるため、まずは降雪事例を抽出した。関東の降雪のほとんどは南岸低気圧によりもたらされる。そのため、降雪事例の定義を、南岸低気圧による降雪で、かつ都県庁所在地の気象官署と館野(茨城県)の8地点中5地点以上で1cm以上の降雪を観測した事例とした。抽出された事例数は過去40事例、近年30事例であった。さらに、1回あたりの降雪量が多い事例数の変化を確認するため、抽出した事例の中で8地点合計の降雪量が100cm以上の事例を極端降雪事例、100cm以下の事例は普通

降雪事例とした。結果、極端降雪事例の回数は過去5事例、近年9事例と、近年の方が増えていた。そこで、低気圧の個数や強度と関係のあるストームトラックの変化を確認したところ、850hPa面において日本の南海上から東海上で正偏差であった(図2)。また、同様の場所で海面水温の南北温度勾配も正偏差であった(図略)。一方、普通降雪事例の回数は近年の方が減っていた。そこで、2つ目の仮説として、一事例あたりの降雪量が増加しているのではないかと考えた。しかし、過去と近年で一事例あたりの平均降雪量に有意な差は無かった(図略)。

以上の結果より、二つの仮説のうち、極端降雪事例の回数が増えたことが、近年における総降雪量の多い年の増加に大きく寄与していると考えられる。また、極端降雪事例数の増加の要因として、海面水温の南北温度勾配が強化されたことでストームトラックが強まったことが示唆された。

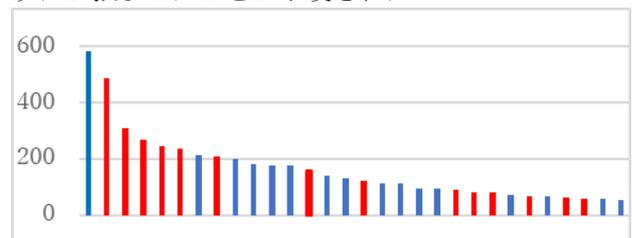


図1 関東地方8地点の1,2月総降雪量[cm]. 58年間のうち多い順に上位30年並べた. 赤:過去(1989年～), 青:近年(～1988年)

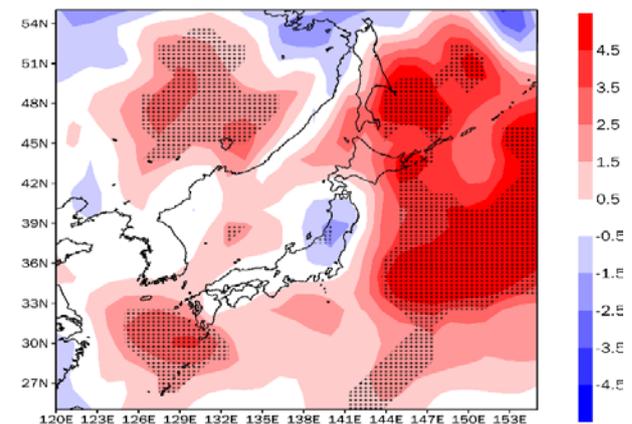


図2 1,2月850hPaストームトラックの気候値の変化. ストームトラックは $\bar{v}^2 - \bar{v}^2$  ( $v$ は日平均,  $\bar{v}$ は月平均の南北風)で計算した. 色:近年—過去[ $m^2/s^2$ ], ドット域:信頼係数90%以上で有意な領域

### 引用文献

- [1] Kawase et al., 2016: *Climate Change*, **139**, 265-278
- [2] Honda et al., 2016: *SOLA*, **12**, 259-264
- [3] Tachibana et al., 2007: *SOLA*, **3**, 129-132
- [4] Yamazaki et al., 2015: *SOLA*, **11**, 59-64
- [5] Tachibana et al., 1996: *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 579-584
- [6] Nakamura et al., 2002: *J. Climate*, **15**, 1855-1874

# 人為的なエアロゾル排出量の変化による アジア・太平洋域の気候変動

\*松本叡知<sup>1</sup>・釜江陽一<sup>2</sup>

<sup>1</sup>筑波大院生命地球科学研究群 <sup>2</sup>筑波大生命環境系

## 1. はじめに

人為起源のエアロゾルは、最近数十年間においてアジア域で排出量が増加する傾向にあった。アジア域での排出量の増加は北太平洋の海面水温の変化を通して南北の温度勾配を形成し、熱帯収束帯の南方への遷移やハドレー循環の変調を引き起こす可能性が指摘されている(Dong et al. 2019)。エアロゾルはエアロゾル-放射相互作用およびエアロゾル-雲相互作用を通して気候の形成と変動に寄与するが、気候影響やそのプロセスについては未解明な部分が多く、より多くの研究が必要とされている。

本研究では過去数十年間における人為起源エアロゾルの排出量変動がアジア・太平洋域での気候変動に与える影響について調査する。

## 2. 使用データ・実験手法

第6期結合モデル相互比較プロジェクトのもとで実施された DAMIP 実験 (Gillett et al. 2016) から、気候モデル MIROC6 (Tatebe et al. 2019) および MRI-ESM2 (Yukimoto et al. 2019) を用いた、人為的なエアロゾルの強制力のみを与えたシミュレーション (hist-aer) の結果を使用した。1970~1981 年および 1994~2010 年の夏季気候値を比較し、対象期間における人為起源エアロゾルの排出量の変動が気候に与える影響を調査した。

## 3. 結果

MIROC6 の実験結果の二期間の比較から、北太平洋上で高気圧偏差が確認され、熱帯太平洋では貿易風が強化されていた (図 1)。また熱帯の特に中央・東部太平洋上で海面水温が低下するラ・ニーニャ的

水温偏差が見られた。それに対応して、同領域では上層での収束偏差および下層での発散偏差が見られ、ウォーカー循環の強化が起っていた。さらに、熱帯の西部太平洋上で降水量増加による大気加熱、中央・東部太平洋上で降水量減少による大気の冷却が見られ、西部太平洋から北太平洋へと伝播するような高度場偏差が確認された。

当日は放射収支、大気循環場などへの気候影響および MRI-ESM2 の結果との比較について発表する。

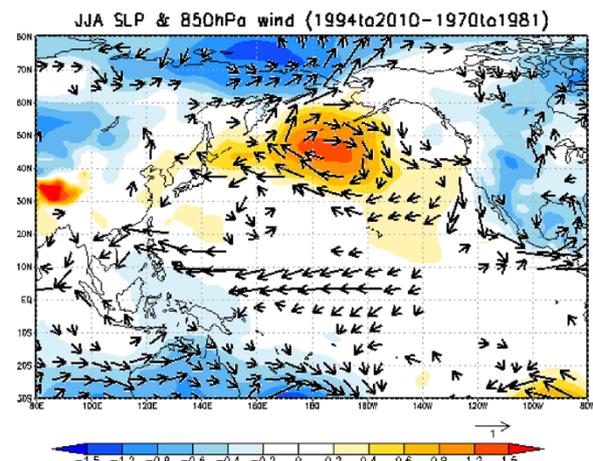


図 1: hist-aer 実験における海面更正気圧および 850hPa 水平風の夏季平均値の 1994~2010 年平均と 1970~1981 年平均との差。陰影は海面更正気圧 (hPa)、ベクトルは 850hPa での風偏差(m/s)を示す。

## 参考文献

- Dong, B. et al. 2019. *Climate Dynamics*, **53**, 3235-3256  
 Gillett, N. P. et al. 2016. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 3685-3697  
 Tatebe, H. et al. 2019. *Geosci. Model Dev.*, **12**, 2727-2765  
 Yukimoto, S. et al. 2019. *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 5, 931-965

# 令和2年7月豪雨時の水蒸気輸送に対する遠隔影響

\*釜江陽一 (筑波大生命環境), 今田由紀子 (気象研), 川瀬宏明 (気象研)

## 1. はじめに

令和2年7月3日から14日にかけて、西日本および中部地方において広い範囲で豪雨に見舞われた。この広域で観測された記録的な大雨の要因として、日本の上空に大量の水蒸気が流れ込み続けていたことが挙げられる。気象庁55年長期再解析 (JRA-55) データをもとに鉛直積算水蒸気フラックス (IVT) の時間変化を確認すると、IVT が気候値よりも顕著に大きい領域が細長く分布しており、大気の川 (Kamae et al. 2017) の特徴を持つことがわかる。長さ3,000km、幅600kmに渡り、 $600\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ を超えるIVTが分布しており (図1)、これは平成30年7月豪雨と同程度の流量である。本研究では、日本上空に大気の川を維持させた大規模場の形成に関わる熱帯からの強制を明らかにするとともに、地球温暖化の進行による大気の川に伴う梅雨末期の極端降水の変化について調査する。

## 2. 使用データ

水蒸気フラックスの解析にはJRA-55の6時間値を用いる。海面水温 (SST) にはCOBE-SST、大気の川と大気循環場の年々変動の調査のために、JRA-55とd4PDFのアンサンブル実験データを用いる。d4PDFの多数アンサンブルを併用することで、SST変動の影響を特定する。d4PDFは、地球温暖化の進行時に想定されるSSTの上昇パターンを複数仮定した上で、大気の川の変化の違いを検証する上でも使用する。d4PDFの将来予測実験は、CMIP5のマルチモデルから得られたSST上昇の主要6パターンを仮定し、過去実験の海面水温に全球平均気温で4度の上昇相当分を加え、放射強制力を加えることで実施されている。

## 3. 水蒸気の流れ

IVTの時系列変化を確認すると、令和2年7月豪雨時に日本上空に流れ込んだ水蒸気は、西部北太平洋に加え、東シナ海、中国南東部、南シナ海、インド洋から南西寄りの風に乗って輸送されている。一連の水蒸気の流れは、6月から7月にかけて発生した中国長江流域の豪雨とも関連している。水蒸気の流れは正の海面更正気圧偏差が日本の南から南東海上にかけて広く分布していることと対応しており、高気圧のへりに沿って流れ込んでいる。

## 4. 熱帯海面水温偏差の影響

2020年6月・7月のSSTは熱帯インド洋から東シナ海、南シナ海、熱帯西部太平洋で高温、熱帯中央・東部太平洋で低温の偏差を示す。日本近海の高SSTは大気へ大量の水蒸気を供給するとともに、大気循環を変調させる。Kamae et al. (2019) は日本付近を通過する大気の川の頻度が高い年の特徴として①インド洋の高SST、②熱帯太平洋のラニーニャ的SST、の二つを指摘した。2020年7月はこの両者の傾向が確認され、両者が北太平洋高気圧の北進を抑制する (日本の南海上に高気圧偏差を生み出す) ことで、強い水蒸気の流れが日本付近で持続しやすい大気循環場を形成していた。

## 5. 地球温暖化時の水蒸気輸送の変化

地球温暖化進行時には、大気中水蒸気量が増加することに加え、赤道中央太平洋よりもインド洋の昇温が大きいパターンを仮定した場合、日本付近の大気の川の活動はより強まる (Kamae et al. 2019)。d4PDFの領域ダウンスケーリング実験結果をもとに大気の川通過時の降水量を調査すると、地球温暖化時には、上空を流れる水蒸気量の増加に伴い、降水強度も強まり、極端降水の発生頻度が顕著に増加することがわかった。

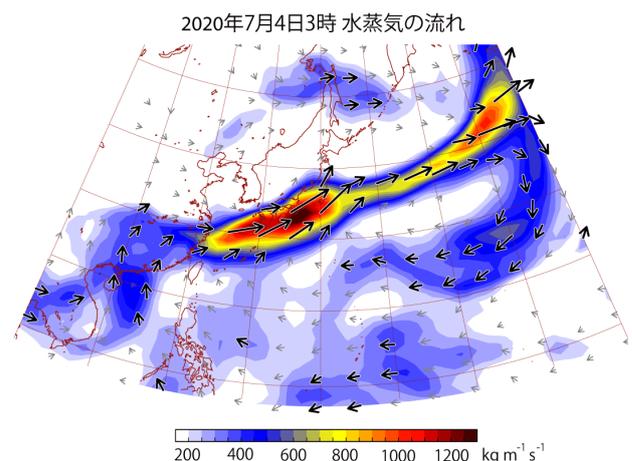


図1 2020年7月4日のIVT (陰影と矢印)。

## 参考文献

- Kamae, Y., et al. 2017, *J. Climate*, **30**, 5605-5619.  
Kamae, Y., et al. 2019, *Env. Res. Lett.*, **14**, 054019.

# 気候変動影響評価で利用されてきた日射量変化予測の幅は十分か？

塩竈秀夫<sup>1,2\*</sup>, 伊東瑠衣<sup>3,4</sup>, 今田由紀子<sup>4</sup>, 仲江川敏之<sup>4</sup>,  
 廣田渚郎<sup>1</sup>, 石崎紀子<sup>1</sup>, 高橋潔<sup>1</sup>, 高薮出<sup>2</sup>, 江守正多<sup>1</sup>

<sup>1</sup>国立環境研, <sup>2</sup>東大大気海洋研, <sup>3</sup>気象業務支援センター, <sup>4</sup>気象研究所

気候変動予測の不確実性は、世界に数十ある気候モデル(例えば CMIP5 アンサンブル)による予測のばらつきで評価される。しかし一般的に、気候変動の影響評価研究で、全ての気候モデルの予測を利用することは研究資源の観点から難しいため、少数の気候モデルの予測を選んで使うことが多い。近年の日本の影響評価研究においては、省庁研究プロジェクトでの利用実績等の歴史的経緯から MRI-CGCM3.0, MIROC5, GFDL-CM3, HadGEM2-ES の4気候モデルが共通気候シナリオとして用いられてきた。

しかし、上に挙げた4つの気候モデルを共通気候シナリオとみなす妥当性については十分に検討されてこなかった。我々は CMIP5 モデルの RCP2.6 実験(2°C目標相当排出シナリオ)と RCP8.5 実験(最悪排出シナリオ)における日本域の日射量変化予測を調べ、共通気候シナリオのばらつきの妥当性を検討した(図1)。

どの季節においても、ほとんどのモデルで日射量が増加していた。これは、日本の上空のジェット気流の位置が温暖化時に移動し、低気圧の経路が変わって雲量が減ることで日射が地上に届きやすくなるためである。

また共通気候シナリオの4モデルは、春の日射量変化の不確実性幅(CMIP5 アンサンブルのばらつき)の下半分、夏・秋の上半分しかカバーしていないことも分かった。これは、多くの影響評価研究において、日射量変化予測の不確実性幅を十分に網羅できていないことを示唆している。

また、今後の影響評価研究のために、偏りが少ないモデルサンプルを選択する手法も開発した。図2は、「モデル間距離」が最大になるように選択された6モデルを表している。我々の開発した手法を用いれば、少ないモデル数でも、CMIP5 アンサンブルのばらつきを良くカバーできるサンプルを選択できることを示している。

この研究成果は、Shiogama et al. (2020)として出版された。現在は、日射量だけでなく、影響評価モデルの入力データとして使われる複数の変数に関して、CMIP6 アンサンブルのばらつきを良くカバーするモデル選択手法を開発している。

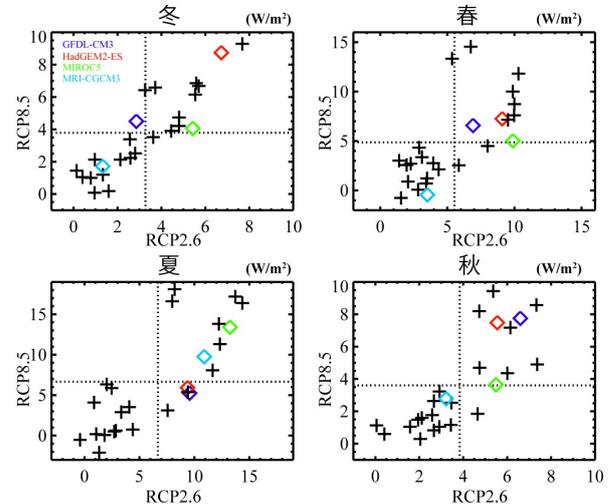


図1: RCP2.6 シナリオ(横軸)と RCP8.5 シナリオ(縦軸)における CMIP5 モデルの 21 世紀末までの日本平均日射量変化(W/m<sup>2</sup>)。菱形は、共通気候シナリオの4気候モデル、十字はそれ以外の CMIP5 モデル。点線は、モデル平均値。

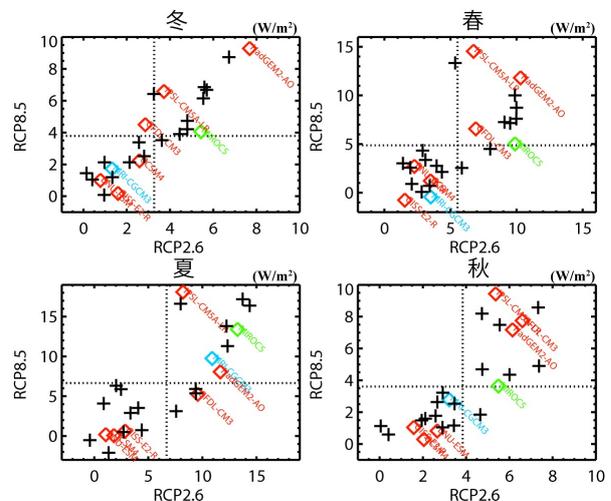


図2: 「モデル間距離」を最大化した6モデル(菱形)とそれ以外の CMIP5 モデル(十字)の日本平均日射量変化(W/m<sup>2</sup>)。共通気候シナリオの4モデルと違い、CMIP5 モデルのばらつきを良くカバーしている。

## 参考文献

Shiogama et al. (2020) Selecting future climate projections of surface solar radiation in Japan. SOLA, 16, 75-79.

## 謝辞

この研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進費(ERTDF 2-1904, JPMEERF20192004)の助成を受けた。

## 高解像度全球大気モデルによるパナマの降水量変化

楠 昌司（気象研究所気候・環境研究部、関西大学社会安全学部）、仲江川 敏之（気象研究所応用気象研究部）、水田 亮（気象研究所気候・環境研究部）

### 1. はじめに

パナマ運河は中間にある人造湖に貯められた水資源を利用している。運河の運営は降水量と密接にかかわっているため、温暖化による降水量の変化を知ることが必要である。パナマは国土が小さい。一般的な水平気候モデルでは水平解像度が低いため詳細な気候変化を予測できない。気象研究所で開発している高解像度全球大気モデルでは、領域モデルを用いなくてもパナマの降水量変化を直接予測できる。

### 2. 150年(1950-2099年)連続実験

高解像度モデル比較実験 High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP) [1]による実験設定に従い、20km 格子の高解像度全球大気モデル (MRI-AGCM3.2S)による温暖化実験を実施した。現在気候(1950-2014年)は観測された海面水温(SST)を与えた。将来気候(2015-2099年)は、第5期結合モデル比較実験計画 CMIP5 の結合モデルで予測された SST の予測値から、年々変動と昇温トレンドを考慮した SST を与えた。排出シナリオは、RCP8.5 である。

### 3. 現在気候の再現性

MRI-AGCM による世界全体[2]、東アジア[3]、パナマ[4]の降水量の再現性は、世界最高水準である。

### 4. 将来変化

パナマの雨期は、5月から11月までの7か月と長い。雨期中でも7月は最も降水量が多い。図1はパナマの7月降水量の今世紀末における将来変化である。パナマ西部の陸域と東部の一部で降水量は減っているが、パナマ運河付近では降水量が増加している。運河の運営にとっては好都合となっている。

パナマ運河付近の各年、各月の将来変化を図2に示した。年々変動が大きいものの、2050年以降は5～8月の降水量が増える傾向がある。一方、2030～2040年ころの雨期で降水量が減る傾向がある。2060年以降は、乾期の1～4月で降水の減少が顕著である。

今世紀末の雨期で降水量が増える傾向は、同じモデルによる先行研究[4]と一致する。

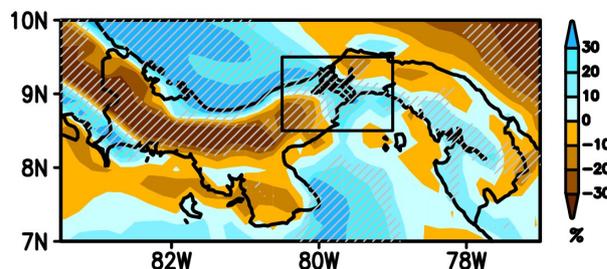


図1 パナマの7月降水量の将来変化(F-P)/P (%)。現在P:1995-2014年、将来F:2080-2099年(RCP8.5)。斜線は有意水準95%以上。黒枠は、パナマ運河地域(80.5-79.0W, 8.5-9.5N)の定義。

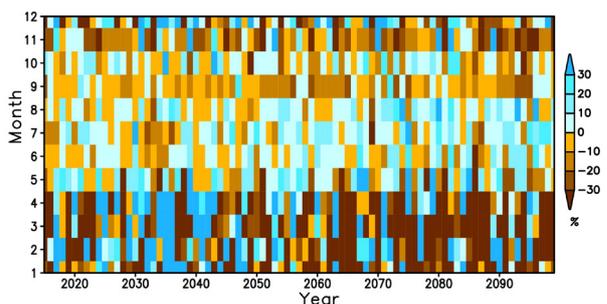


図2 パナマ運河地域(図1黒枠)の降水量変化(%). 横軸は2015-2099年。縦軸は1-12月。現在気候は1995-2014年。

謝辞：本研究は、文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム(テーマC: 番号 JPMXD0717935561) 及び JSPS 科研費 20K12154 の支援を受けた。

### 参考文献

- [1] Haarsma et al., 2016: *Geosci. Model Dev.*, doi:10.5194/gmd-9-4185-2016
- [2] Kusunoki, 2017: *Atmosphere*, doi:10.3390/atmos8050093
- [3] Kusunoki, 2016: *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-016-3335-9
- [4] Kusunoki et al., 2019: *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-019-04842-w

## 日本のエルニーニョ冷夏の将来変化

\*林未知也, 塩竈秀夫, 江守正多, 小倉知夫, 廣田渚郎 (環境研)

## 1. はじめに

日本の天候は、東部熱帯太平洋の海面水温(SST)の年々変動に特徴付けられるエルニーニョ南方振動(ENSO)の影響を受ける。例えば気象庁の長期統計解析によると、ENSOの正位相であるエルニーニョが発生すると北半球夏季に日本域の気温が有意に低下する傾向にある(以後、「エルニーニョ冷夏」と呼ぶ)。しかしながら、気候モデルに基づく平均場の将来変化予測は不確実性が大きく、地球温暖化が進んだ気候においてエルニーニョ冷夏が現在と同様に起きるかは理解されていない。そこで本研究は、最新の気候モデル群であるCMIP6におけるエルニーニョ冷夏の再現性を評価するとともに、地球温暖化に伴う将来変化を調査する。また、CMIP5気候モデル群と結果の比較を行う。

## 2. データと手法

CMIP6の29モデルから現在気候実験(historical; 1961-2010年)と将来気候実験(SSP5-8.5; 2051-2100年)、観測的データ(1958-2019年)として大気再解析JRA-55および海洋客観解析COBE2-SSTを用いる。気候値は1981-2010年で定義し、偏差から長期トレンドは除かれる。月平均値は全て2.5°格子に内挿され、日本陸域を含む格子を日本域とする。夏季(6-8月)におけるNiño-3.4 SST偏差(K)に対する日本域の気温偏差(K)の線型回帰係数を「エルニーニョ冷夏指標」と呼ぶ。

## 3. 結果と考察

CMIP6気候モデルから得られたエルニーニョ冷夏指標を図1aに示す。現在気候(青棒)において、観測(破線)と比べて過小評価だが、過半数はエルニーニョ冷夏を再現する。またほとんどのモデルは、将来気候(赤棒)にかけてエルニーニョ冷夏の弱화를予測する。この弱化傾向はCMIP5では有意に確認されなかった(図示せず)。

エルニーニョ冷夏の再現性と将来変化は何に制約されるだろうか。現在気候のエルニーニョ冷夏指標と夏季気候値のばらつきはいくつかの領域で高い相関がある(図1b)。CMIP6での有意な相関は、黒潮続流域のSSTおよび太平洋下層西風ジェットに見られる。すなわち、マルチモデル平均よりも黒潮続流域のSSTが高く西風ジェットが北偏した夏季の気候値を表現するモデルは、より強いエルニーニョ冷夏を表現する。地球温暖化によって夏季の太平洋西風ジェットは南偏する傾向にあることは[1]、エルニーニョ冷夏が将来起きにくくなる予測と符合する。また、多くの気候モデルに伴う黒潮続流域の夏季SST気候値の強い負のバイアスを低減することが、ENSOと日本の気候の関係をより適切に表現する上で重要だと考えられる。

謝辞 本研究は、文部科学省「統合的気候モデル高度化研究プログラム」(JPMXD0717935457)および(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進費(JPMEERF20192004)により実施した。

## 参考文献

[1] Grise & Davis. *Atmos. Chem. Phys.* **20**, 5249–5268 (2020).

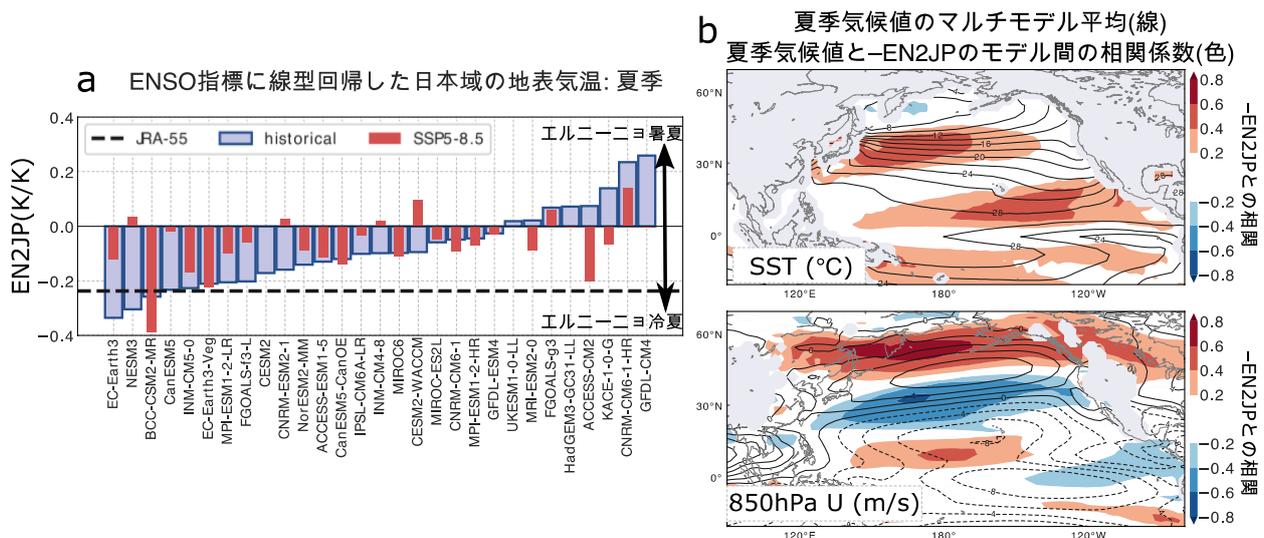


図1 (a) 夏季における ENSO 指標に対する日本域の気温偏差の線型回帰係数(EN2JP). 負の EN2JP はエルニーニョ冷夏を意味する. (b) 夏季における気候値と-EN2JP とのマルチモデル相関係数と気候値のマルチモデル平均.

# 気候モデルによる海洋亜表層の非線型力学加熱の再現性： ENSO 非対称性と熱帯温暖化予測における役割

\*林 未知也(環境研), Fei-Fei Jin (ハワイ大), Malte F. Stuecker (ハワイ大)

## 1. はじめに

エルニーニョ南方振動(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)は熱帯太平洋における大気海洋結合系の卓越した年々変動であり, その時空間的な非対称性が特徴的である. しかし多くの気候モデルは, ENSO の振幅を観測されるほど強く再現するにも関わらず, その非対称性をほとんど表現できていないのが現状であり, その要因はまだ明らかでない. 2018 年度秋季大会[1]では, 海洋客観解析データを用いた太平洋赤道域における亜表層の非線形力学加熱(Nonlinear Dynamical Heating, NDH)について解析することで, その ENSO 非対称性への役割を明らかにした[2]. 本発表では, CMIP5 と CMIP6 に提出された気候モデル実験における亜表層 NDH の再現性を評価することで, ENSO 非対称性との関係を示す[3]. また, NDH 再現性が熱帯太平洋昇温パターンの将来予測に果たす役割について議論する[3].

## 2. データと手法

解析には CMIP5 および CMIP6 の historical 実験と将来シナリオ実験(RCP8.5 および SSP5-8.5)と, 複数の海洋・大気客観解析データを用いる. NDH は海水温度偏差の非線形移流項の赤道平均値( $1^{\circ}\text{S/N}$ )と定義され, その東部太平洋亜表層( $100\text{--}180^{\circ}\text{W}$ ,  $50\text{--}150\text{ m}$  深度)平均を亜表層 NDH の指標とする. ENSO の振幅および非対称性は Niño-3 領域で平均した海面水温(SST)偏差の標準偏差( $\sigma$ )および歪度で定義する. ENSO 振幅の将来変化はシナリオ実験 (2051–2100 年)と historical 実験の差とする. ただし各々の実験から偏差の線型傾向は除かれる. 熱帯昇温のエルニーニョ類似度は, シナリオ実験の SST 線型傾向と historical 実験の ENSO 指標に回帰した SST 偏差の熱帯太平洋における空間相関値とする.

## 3. 結果と考察

多くの気候モデルは依然として ENSO 非対称性を観測されるレベルに再現しないないが, モデル間のばらつき約 60%は亜表層 NDH 効率(ENSO に相対的な振幅)により説明された(図 1a). また, 気候モデルによる亜表層 NDH の過小評価を改善するには, SST と東西風および東西風と赤道潜流の結合変動の正しさが重要である(図示せず). これは, 気候モデルで過小評価されている ENSO フィードバックを改善することが, NDH および ENSO 非対称性の向上につながることを示唆する.

CMIP 気候モデルを図 1a 横軸で表される NDH 再現性によりグループに分ける. 再現性の低いグループ(L)では ENSO 振幅の将来変化に関わらず熱帯昇温パターンは「エルニーニョ的」だが, 再現性がより高いグループほど(H と HH), ENSO が将来強まれば昇温パターンはより「エルニーニョ的」となる関係が見出された(図 1b). ENSO が強まるにつれて温度躍層付近を長期的に暖める NDH の整流効果が強まるためである(図示せず). したがって, ENSO の将来変化の理解に加え, 気候モデルが ENSO の力学過程を適切に表現することは温暖化予測の不確実性を低減させる上で重要だと考えられる.

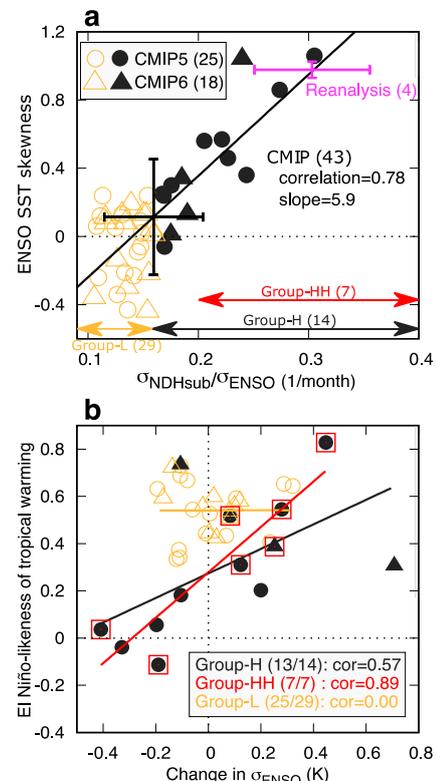


図 1 (a) ENSO 非対称性と亜表層 NDH 効率の関係. 線は historical 実験での相関関係, バーは気候モデル(黒)と客観解析(紫)の平均および 1 標準偏差幅. (b) 熱帯昇温のエルニーニョ類似度と ENSO 振幅の将来変化の関係. 線はグループごとの相関関係.

謝辞 本研究は林が JSPS 海外特別研究員制度 (201860671)の助成を受けてハワイ大学マノア校で実施.  
 参考文献

- [1]林・Jin 2018. 日本気象学会 2018 年度秋, B351, 仙台.  
 [2] Hayashi & Jin 2017. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 12427-12435.  
 [3] Hayashi, Jin & Stuecker 2020. *Nature Comm.* in revision.

## MIROC6 piControl 実験における摂動フィードバックパラメータと環境場の関係

\*土田耕, 望月崇, 川村隆一, 川野哲也 (九大院・理)

## 1. はじめに

気候感度とは、人間活動の気候に与える影響のような一定の外力に対して、気候システムがどのように応答するかを表す概念である。一般には、二酸化炭素濃度が二倍になり、大気が平衡状態に達した時に、気温がどの程度上昇するかを表す平衡気候感度が用いられる(吉森ほか, 2012)。気候感度の不確実性については、様々なフィードバックとそれらのモデルや条件設定への依存性の評価に加えて(Soden et al., 2008)、平衡状態に達するまでの気候感度の変動に対して、環境場が大きく影響していることについても論じられている(Gregory and Andrews, 2016)。近年では、温室効果ガスの増加や火山噴火のような外的要因に焦点を当て、それにより引き起こされる気候フィードバックの経年変化についての調査(Gregory et al., 2019)や、内的要因による影響をなるべく排除し、外的要因による環境場の変化と気候フィードバックの変化との関係性を調査するためのパラメータの改良などが行われている(Dessler et al., 2018)。しかし、そのような環境場は、数年から数十年規模で生じる内部変動(内的要因)によっても大きく変動すると考えられる。環境場の変動は、結果的に、中期的な気候フィードバックの変動にも大きな影響を与えるが、その影響についてはまだ明らかではない。

そこで、前回の発表では過去実験のデータをもとに、内部変動を評価するためのパラメータを定義し、それと環境場との関係を論じた。今回は、piControl 実験のデータをもとに、同様に内部変動を評価するためのパラメータを定義し、その変動と要因について調査した。

## 2. 使用データ・定義

MIROC6 piControl (解析期間: 3200-3999, 年はシミュレーション開始からの仮想的な年である)の、地表面温度、下向き短波放射、上向き短波放射、上向き長波放射、各気圧面における雲量、南北風速、東西風速、鉛直風速のデータを使用した。また、解析期間800年の全年平均からの偏差を気候システムの内部変動による偏差と定義した。

地表面温度の偏差に対する大気の応答を示す指標として、摂動フィードバックパラメータ (Perturbation Feedback Parameter, 以後、PFP) を次のように定義した。

$$\alpha = -\frac{\Delta N'}{\Delta T'}$$

ここで、 $\Delta T'$ 、 $\Delta N'$ はそれぞれ全球平均地表面温度偏差[K]と正味の向下放射フラックスの偏差[W/m<sup>2</sup>/K]を表す。 $\alpha$ の値が大きいくほど、地表面温度の上昇に伴い、地球から宇宙へ放出される正味の放射が大きくなり、負のフィードバックが働くことを示している。なお、PFPの年代による変化を抽出するために、30年間の年平均値データから最小二乗法を用いてPFPを計算した。

## 3. 結果・考察

PFPはおおよそ1.0-2.5 [W/m<sup>2</sup>/K]の範囲で中長期的

な変動を示した。これは、歴史実験を用いて行った解析に加え、Andrews et al. (2018) が複数の大気モデルで示したフィードバックパラメータの揺らぎの幅とほぼ同じであった。

年代によるPFPの変動は、環境場(30年間の平均的な気候状態)に依存すると考えられる。年代によるPFPの変動に対する、地表面温度偏差と正味の向下放射フラックス偏差との30年移動平均値の相関マップ、回帰マップをそれぞれ描いたところ、歴史実験で解析した場合と同じように、赤道太平洋を中心とした領域に、より明確に有意なシグナルを得た(図1.a, b)。このようなPFP変動を引き起こすメカニズムを解明するにあたり、地表面温度分布の変化により、大気循環が変化し、それによって、雲の分布や特性が変化して、大気上端での放射収支が変化したという仮説の元で、PFPと各変数の関係についての解析を行った。

PFPと各層における雲分布の関係を見たところ、太平洋赤道とその南北の領域において、中層雲が増加(減少)している領域では、正味の放射収支が減少(増加)するという関係性が確認され、中層雲と大気上端での放射収支の変動がとてもよく対応していた(図1.d)。このことから、先行研究(Mauritsen, 2016)で示唆されているような、下層雲の放射収支に与える効果だけでなく、むしろ、気温分布の変化に伴う太平洋赤道域とその南北の領域における中層雲の分布や特性の変化が、大気の放射収支を変化させ、PFPの変動に大きく影響していることが示唆される。さらに、PFPと大気循環の関係について調査したところ、PFPが大きくなることは、帯状平均した子午面循環で見たときには、赤道域で時計回りの循環の偏差と関連していた(図1.c)。これが、ITCZのシフト、あるいは、ハドレー循環や、より局地的な循環の強化や弱화에起因しているかについても発表する予定である。

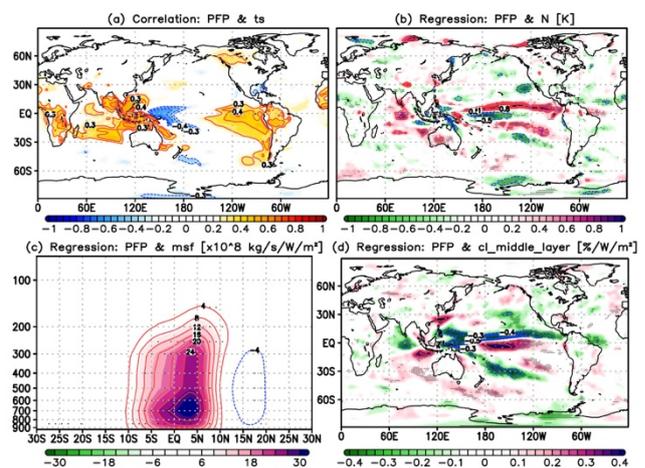


図1: (a)PFPの変動に対する、30年移動平均した地表面温度の相関図。aと同様に、(b)大気上端での正味の向下放射量、(c)子午面循環に関する質量流線関数、(d)中層(500-600hPa)の雲量、についての回帰図。回帰図の陰影はいずれも回帰係数が95%の信頼限界で有意な領域をあらわす。

# 梅雨最盛期の中での日々の降水の特徴や年々の変動性の季節進行に関する長期解析（長崎と東京の比較を例に）

\*山磨貴登（岡山大学教育学部理科専修）、松本健吾（岡山大学自然科学研究科）  
加藤内蔵進（岡山大学大学院教育学研究科（理科））

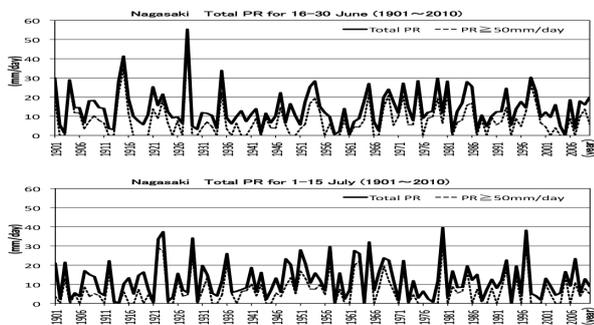
## 1. はじめに

梅雨最盛期の西日本～長江流域付近では、集中豪雨を伴う「大雨日」が頻出し、総降水量も多い。（本稿では、日降水量50mm以上の日を「大雨日」と呼ぶ）。但し、梅雨前線活動は、アジアモンスーンの各サブシステムの季節進行により、季節的な変化も大きい。例えば、南アジアのモンスーンに関連した梅雨最盛期への遷移や、Ueda et al. (1995), Ueda and Yasunari (1996)が指摘した convection jump に関連した遷移がある。しかし、これらの明瞭な遷移だけでなく、蔵田他（2012）が指摘したように、7月後半頃には、（平均的には盛夏期）、無降水日が増加する一方、梅雨前線による「顕著な大雨日」（日降水量100mm/日以上）も高頻度で出現する。

そのような、梅雨の季節進行の中で、緩やかにではあるが降水の特徴が季節的な変化することに注目して、本グループは、気象学会関西支部（2019, 中国地区）にて、九州の長崎を例に1901～1910年の日降水量データを用いた解析を行った。それによれば、6月後半よりも7月前半には、持続する無降水日の出現が季節的に増加する中で大雨日も大きくは減少しないことを指摘した。

そこで本講演では、それらの解析を更に発展させ、梅雨前線活動の東西の連動性・違いにも注目するため、長崎と東京に関する6月後半と7月前半との比較解析の結果を報告する。なお、本研究では、長期的な変化傾向というよりも、「変動幅も含めた平均像」の理解を狙う。

## 2. 解析結果と今後の展望



第1図 長崎における6月後半（上段）、7月前半（下段）における総降水量と「大雨日」による寄与（mm/day）の年々変動。

長崎の7月前半には、6月後半と同様に大雨日の大きな寄与で総降水量の多い年も頻出する一方、総降水量5mm/day (75mm/半月)以下の年は6月後半よりも増加し、降る年と降らない年の対照が際立ってくる（第1図）。

次に、6月後半と7月前半の長崎と東京の総降水量についての散布図を作成し、各地点・各期間における平均±標準偏差/2に応じた9つのカテゴリー（第2図）毎の年数をカウントした結果を第1表に示す。

①	④	⑦
②	⑤	⑧
③	⑥	⑨

第2図 縦軸に長崎（左下が原点）、横軸に東京の総降水量を取り、年々変動の「平均±標準偏差/2」に応じた9つのカテゴリーに分類した。例えば、③は両地点とも降水量が少ない、⑨は多いカテゴリーに対応する。

第1表 9つのカテゴリー毎の年数

	6月後半(年)		7月前半(年)		7月前半-6月後半(年)
①	8	①	4		-4
②	21	②	13		-8
③	12	③	29		17
④	11	④	9		-2
⑤	17	⑤	17		0
⑥	14	⑥	9		-5
⑦	6	⑦	15		9
⑧	13	⑧	5		-8
⑨	8	⑨	9		1

両地点（九州側と関東側）とも総降水量が少ない（カテゴリー③）と多い（カテゴリー⑦）に該当する年数は7月前半が6月後半よりも多い。つまり、長崎、東京ともに例年よりも総降水量が多くなる年、少なくなる年の年数は、双方とも、7月前半に増加する。いわば、梅雨最盛期の中でも、7月になると、東西一律に降水の多い年と少ない年との対照が明瞭になる点が注目される。

なお、⑨に該当する年（長崎では降水が少ないが東京では多い）に関しては、6月後半と7月前半の年数に大きな違いはない。しかし、東京の日降水データによれば、7月前半の方が、「大雨日」による降水量の寄与が目立つ。今後は、これらの特徴が具体的にどのような現象に対応するのか、日降水量、時間降水量データや総観場の解析も行う予定である。

# 日本の降水頻度の将来変化に対する相対湿度の影響

\*村田昭彦, 野坂真也, 佐々木秀孝, 川瀬宏明 (気象研究所)

## 1. はじめに

地球温暖化によって相対湿度はあまり変化しないと言われてきた。しかしながら、これは海上について言えることであり、陸上においては温暖化に伴って相対湿度が減少する傾向にある[1]。日本においてもそのような傾向にあるのか興味あるところである。そこで、地域気候モデルによる日本を対象とした将来予測データを用いて、地上の相対湿度の温暖化による変化について調べた。そして、その変化が降水に及ぼす影響を地域による違いに着目しながら解析した。

## 2. 使用したデータ

格子間隔 2km の非静力学地域気候モデル (NHRCM) による、21 世紀末 (2076~2096 年) を想定した将来気候実験 (RCP8.5 シナリオ) 及び現在気候実験で得られたデータ[2]を使用した。出力データの時間間隔は 1 時間である。将来気候実験は 4 メンバーで構成されているが、本稿ではその中の代表的なメンバー (アンサンブル平均の海面水温を使用したメンバー) を用いた。

## 3. 結果

日本周辺においても、従来の研究と同様、温暖化に伴う相対湿度の変化に地上・海上のコントラストが見られた。すなわち、海上では相対湿度の値に大きな変化がなかったが、地上では値の減少が確認された (図は省略)。

夏季 (6~8 月) に注目すると、現在気候において相対湿度が高い地域では、温暖化による湿度の変化の影響が降水頻度に現れていた。図 1 によると、相対湿度が高く且つ負の変化となる領域では無降水時間の割合が増加している。また、相対湿度が高いほど僅かな変化が無降水時間に影響することが分かる。なお、ここでは、各地点における降水量が 1 mm/h 未満の場合に無降水と定義している。一方、相対湿度の比較的低い領域では無降水時間の目立った変化は見られない。これは相対湿度が元々低い場合は、凝結するかしないかの臨界的な状態にはないことが原因と考えられる。

これらの状況は西日本における分布図 (図 2) で確認することができる。相対湿度の高い太平洋側の地域

では無降水時間の割合が増加する一方、相対湿度の低い瀬戸内では大きな変化が見られない。温暖化による相対湿度の減少はむしろ瀬戸内の方で顕著 (図は省略) であるので、降水量変化を議論する際に、相対湿度の変化だけでなく絶対値も考慮することが重要である。

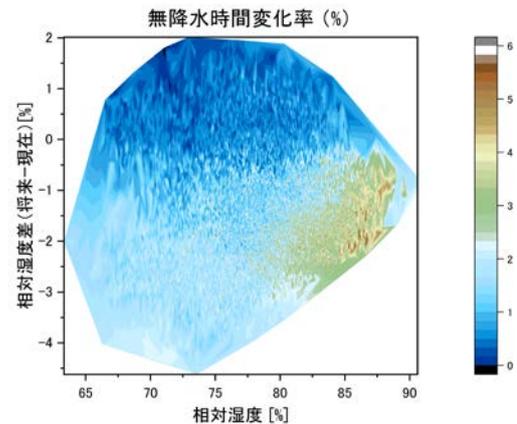


図 1 夏季 (20 年平均) の無降水時間変化率[%]と相対湿度及びその差との関係。データは図 2 の陸上。

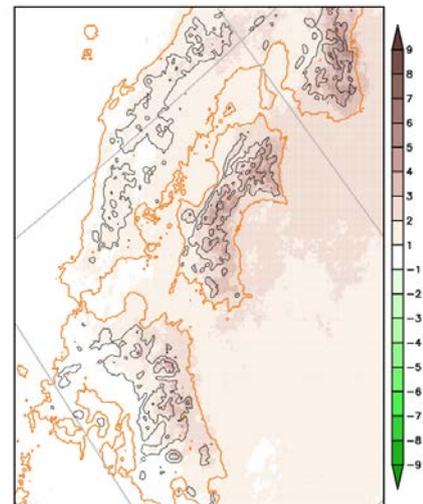


図 2 夏季 (20 年平均) の無降水時間変化率[%]

## 参考文献

- [1] Byrne, M. P. and P. A. O'Gorman, 2016, *J. Climate*, **95**, 9045-9061.  
 [2] Murata, A. et al., 2017, *SOLA*, **13**, 219-223.

## 黒潮流路に着目した関東地方の降雪と南岸低気圧経路との関係

\*小原 亘 広, 高橋 洋 (東京都立大 都市環境科学研究科),

### 1. はじめに

南岸低気圧とは、日本列島の南側を北東方向に進む温帯低気圧である。関東地方における降雪の一つの要因として、南岸低気圧の経路の違いが挙げられる。その南岸低気圧の経路は、黒潮流路に影響を受ける可能性が指摘されている。具体的には、黒潮の大蛇行流路時に南岸低気圧の経路が南側に移動することなどが知られている(Nakamura et al. 2012)。

本研究では、関東地方における降雪の要因について、黒潮流路の違いに着目し、南岸低気圧の経路の違いを明らかにする。その上で、南岸低気圧の経路により関東地方の大気場がどのように変わり、またそれが関東地方の降雪とどのように関係するかを統計的に調べる。

### 2. データと手法

本研究では、南岸低気圧経路の抽出やその時の大気循環場を調べるために、気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55) を使用した。また、関東地方の気象状況を調べるために、気象庁の気象官署の日降雪量のデータなどを使用した。対象期間は、気象庁による黒潮大蛇行の観測が始まった、1970 年から 2018 年までの寒候期 (12 月から 3 月まで) とした。また本研究では、黒潮流路を大蛇行流路時と直進流路時の 2 つに分けた。黒潮大蛇行の期間は、気象庁で定義された黒潮大蛇行の期間とし、それ以外を直進流路とした。

温帯低気圧の検知・追跡の方法は、Hayasaki et al. (2012) をもとにした。南岸低気圧の定義は、温帯低気圧が東経 120°—135°、北緯 25°—34° の範囲と東経 135°—140°、北緯 25°—36° の範囲の両方を通過した場合とした。

### 3. 解析結果

始めに黒潮流路ごとに、関東地方に降雪をもたらす南岸低気圧の頻度を調べた。その結果、黒潮大蛇行時に降雪をもたらす確率は、直進時よりも 2 倍程度高く、大蛇行流路時に降雪をもたらす可能性が高いことが分かった。

関東地方に降雪をもたらす南岸低気圧の経路の空間分布を確認するため、黒潮流路ごとに南岸低気圧の中

心位置の存在頻度を調べた。このとき、大蛇行流路時と直進流路時の南岸低気圧の総数が異なっているため、流路ごとに降雪をもたらす南岸低気圧の中心位置の存在頻度を標準化し、大蛇行流路時と直進流路時の差を計算した (図 1)。この図から、降雪をもたらす南岸低気圧の経路は、大蛇行流路時の方が直進流路時より南へ移動し、日本列島沿岸付近を通過する事例が減少することがわかる。これは大蛇行流路時の黒潮が日本列島南岸で離岸し、海面水温の傾度が強い海域が直進時より南側に位置していることと対応している。今後は、南岸低気圧の位置の変化が与える影響について詳しく調べる。

#### 参考文献

Hayasaki, M., et al., 2012, SOLA, 8, 45–48.

Nakamura, H., et al., 2012, Journal of Climate, 95, 7772–7779.

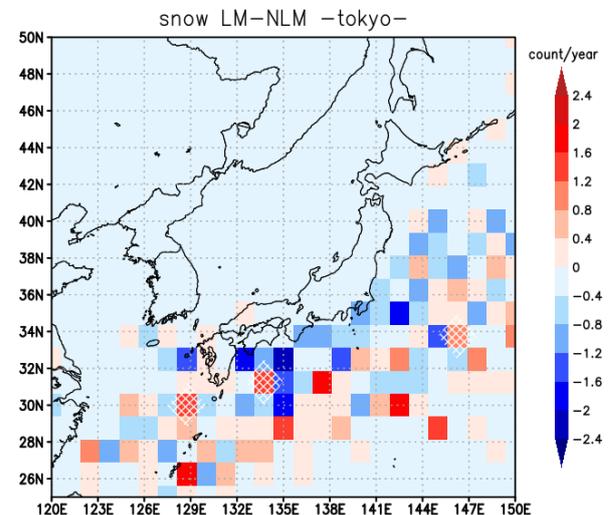


図 1 降雪時の南岸低気圧の中心位置の頻度について、大蛇行時と直進時で差の分布図。正の値は、大蛇行時の頻度の方が多いことを示している。なお、中心位置の存在頻度は、標準化をしている。網掛けは t 検定の結果、有意水準 90% で統計的に有意であることを示す。

# 新型コロナ自粛期間における東京の気温偏差

\*藤部文昭 (都立大・都市環境)

## 1. はじめに

都市ヒートアイランドの成因の1つとして人工排熱がある。都市キャノピーモデルを使ったシミュレーションによると、人工排熱は夜間のヒートアイランドの重要な要因である<sup>[1, 2]</sup>。また、東京都心では平日の気温が休日よりも0.2℃程度高いことが観測データによって示され、人工排熱の寄与が裏づけられる<sup>[3]</sup>。本研究では、2020年春の新型コロナウイルス対応による社会活動自粛期間について、東京とその周辺の気温偏差を調べた。

## 2. 資料と解析方法

2015年以降のアメダスの毎時資料を使った。東京(北の丸)から300km以内のアメダス観測所のうち、周囲3kmの人口密度が300人/km<sup>2</sup>未満である105地点を選び、2015~2019年の資料を使って、これらの地点の気温から東京の気温を推定する回帰式を作った。この回帰式を2020年前半に適用し、東京の実測値と推定値の差を集計した。集計は、自粛が始まる前(期間1=1/1~2/26)、2月末からの緩やかな自粛期間(期

間2=2/27~4/7)、緊急事態宣言期間(期間3=4/8~5/25)、緊急事態解除後(期間4=5/26~6/30)の4期に分けて行った。東京周辺の他のアメダス地点についても同様の手順で気温偏差を求めた。

## 3. 結果

強力な自粛が行われた期間3には、東京の気温に日平均で-0.5℃の負偏差が認められる(図1, 2; 危険率1%で有意)。気温偏差は夜間に大きい傾向があり(図2)、東京の周囲数十kmの範囲に及ぶ(図3)。また、緩やかな自粛下だった期間2にも、日平均で-0.2℃の負偏差がある(図2; 危険率10%で有意)。

同様の解析を他地域の中心都市(札幌, 仙台, 名古屋, 大阪, 広島, 福岡)について行った。その結果、仙台と福岡では期間3に-0.2℃前後の負偏差が認められた。他の4都市では有意な偏差が検出されなかった。

## 4. おわりに

期間3における東京の-0.5℃という気温偏差は、自粛に伴う人工排熱の減少が影響した可能性が考えられる。その影響は、東京から数十kmの広域に及んだことがうかがえる。自粛期間中の排熱量とそれによる気温偏差の定量的な評価は今後の課題である。

## 参考文献

- [1] Kusaka and Kimura, 2004: *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **43**, 1899–1910.  
 [2] Ryu and Baik, 2012: *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **51**, 842–854.  
 [3] Fujibe, 2010: *Theor. Appl. Climatol.*, **102**, 393–401.

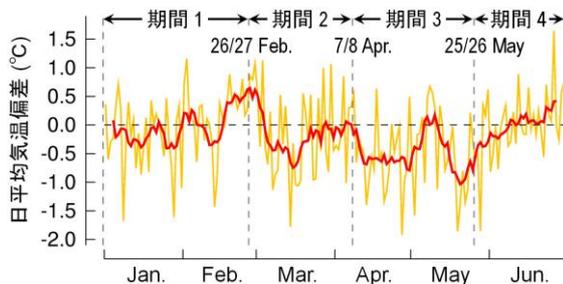


図1 東京(北の丸)の日平均気温偏差の推移。2020年1~6月。赤線は7日移動平均。

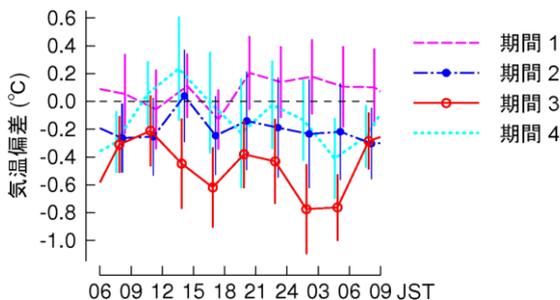


図2 期間1~4の東京(北の丸)の気温偏差の日変化。縦棒は95%信頼区間。

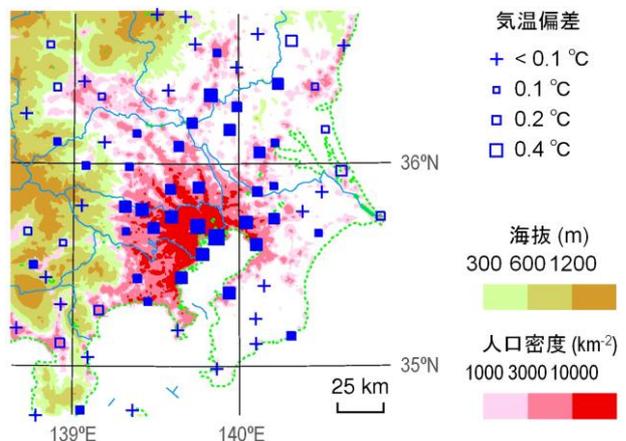


図3 期間3の気温偏差(日平均値)の分布。□は正、■は負で、それぞれの面積が偏差に比例する。

## 雪氷圏に適用可能な湖沼熱モデルの開発

\*水口知世 (佐賀地方气象台), 大泉三津夫 (気象大学校)

### 1. はじめに

気象庁気象研究所の非静力学領域モデル (NHRCM) の陸面過程には、小室・大泉 (2017, 日本気象学会秋季大会) によって開発された湖沼熱モデルが組み込まれている。しかし、この湖沼熱モデルには湖水の凍結過程が含まれておらず、結氷する湖とその周辺の熱環境の再現に不相当であるという問題を抱えている。そこで、本研究では NHRCM の湖沼および周辺の再現精度向上を目指し、雪氷圏に適用可能となる湖沼氷の形成を含む湖沼モデルを構築し、その効果を評価する。

### 2. 本モデルの概要

本研究では、上記の小室・大泉 (2017) のモデルを基礎として降水過程や対流過程、熱容量を持たない skin 層での表面熱収支計算過程を加える改良を行った後、凍結過程の追加を行った。この際、NCAR の湖沼熱モデル CLM4-LISSS[1]を参考とした。

湖の凍結の判断には  $0^{\circ}\text{C}$  を基準としたエンタルピーを用い、この値が負の場合に層の一部または全てが凍結しているものとした。凍結に伴い、アルベドやバルク係数、分子熱伝導率等を水から氷のものに変更し、降水過程等についても氷層を考慮したものとした。

### 3. 研究手法

構築したモデルについて、結氷に関する特性が異なる洞爺湖・摩周湖・屈斜路湖の各湖について数値実験を行う。この実験結果と収集した結氷についての観測データとの比較を行い、モデルを評価する。また、水温観測値と比較しモデルの検証や傾向の調査を行う。さらに、各種パラメータの値を変更してモデル計算を行うことで、その感度を調べる。

### 4. 結果・考察

2008 年から 2018 年の 11 年間の本モデル (積分時間間隔  $\Delta t=180[\text{s}]$ ) と観測の結氷の有無について調べた結果を図 1 に示した。洞爺湖は観測とモデルの計算結果共に全面結氷しなかった。屈斜路湖は 2009 年を除く 10 年、摩周湖は 2008 年と 2016 年を除く 9 年について観測とモデルの計算結果に良い対応が見られた。次に、表 1 に摩周湖を対象としたモデルと観測の全面結氷開始日と解氷日を示した。解氷日は降雨等の影響によりモデルの方が大きく早まっているが、摩周湖の全面結

氷開始日の誤差は 1 週間程度以内に収まり、再現に概ね成功したと言える。また内部の温度構造を見ると、モデルの躍層の位置が浅く、この点の再現性には問題が残った。

また、モデル結果から全面結氷年と非結氷年の表面 Flux の違いを調べると、下向き長波放射と顕熱 Flux が結氷に大きく寄与していることが分かった。この結果より、強制力のデータのみからモデルを走らせることなく全面結氷の有無についておおまかな指標を立てることも可能である。

さらに感度実験の結果、渦熱拡散や氷の対流に関するパラメータの全面結氷日数へ与える影響が大きいことが分かった。この感度実験の結果は、今後、NHRCM へ組み込み、パラメータ設定を行う際の参考となる。

### 5. 今後の課題

今後は本研究で開発したモデルを実際に NHRCM に組み込み、そのパフォーマンスを確認する必要がある。また、問題点として湖内部の温度構造の再現性が良くないことや積雪層を考慮していないことがあり、その解決・開発が求められる。

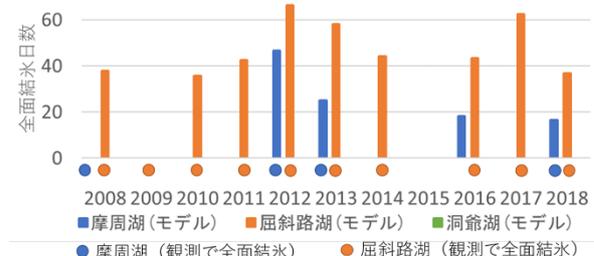


図 1 各湖の全面結氷の日数。青が摩周湖、橙が屈斜路湖、緑が洞爺湖を表す。棒グラフがモデル、丸印が観測の結果である。洞爺湖は観測・モデルともに全面結氷が無かった。

表 1 摩周湖の観測とモデルの全面結氷開始日と解氷日。

年	全面結氷日		解氷日	
	観測	モデル	観測	モデル
2012	2月11日	2月13日	-	3月31日
2013	2月16日	2月24日	3月15日から 4月16日の間	4月3日
2018	2月22日	2月20日	4月19日	3月8日

### 参考文献

[1] Zachary M. Subin., et al., 2012, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 4, M02001.

# 南シナ海における夏季対流活動と日本周辺大気場の関係

\*瀬良将太, 杉本周作  
(東北大学大学院理学研究科)

## 1. はじめに

北半球夏季における西部北太平洋熱帯域の対流活動は東アジア周辺の大気循環に影響を及ぼすことが知られている。Nitta (1987)はフィリピン海周辺の対流活動が日本周辺の気圧場に影響することを示した。このテレコネクションパターンは Pacific-Japan pattern (以下、PJ pattern)と呼ばれている。

一方で、南シナ海における対流活動の、テレコネクションを含めた大気循環場への影響に関する研究は少ない。そこで、本研究では南シナ海における対流場に注目することで、日本周辺の大気循環場変動についての新たな知見を得ることを目的とする。

## 2. データ・解析手法

使用した主なデータは、NOAA Interpolated OLR、ERA5 各層気圧場、AMeDAS 地上気温である。いずれも 1979 年から 2018 年の月平均値を解析に用いた。

南シナ海 (110°E–120°E, 7.5°N–22.5°N) での領域平均 OLR の変動が、1 標準偏差以上の年を南シナ海対流不活発年、-1 標準偏差以下の年を対流活発年と分類し、合成図解析を行った。また、PJ index を Wakabayashi and Kawamura (2004)に基づいて算出し、南シナ海 OLR 変動と同様の合成図解析を行った。

## 3. 結果

初めに、OLR の分散の空間分布および変動の様子を調べた。その結果、特に 7 月の南シナ海周辺で、対流活動および変動の振幅の双方が近年ほど強まる傾向にあることが示唆された。そこで、以降の解析では 7 月で得られた結果を紹介する。

相関解析の結果、7 月の南シナ海 OLR 変動と PJ index の相関係数は-0.44 であり、必ずしも一致することを示す数値ではなかった。つづいて、対流活発年・不活発年での OLR の合成図解析を行った結果、南シナ海 OLR の活動中心は南シナ海上に存在し、フィリピン海上での信号は抽出されなかった。これらの結果から、南シナ海の対流活動は局所的に変動することが示唆される。

南シナ海における対流活動の、大気循環場との関係

およびその特徴を PJ pattern と比較する。図 1 は 850hPa ジオポテンシャル高度場の合成図である。南シナ海で対流が活発な場合、日本上空を覆う南北双極子型の気圧構造が現れる。これは PJ pattern と比べて西方に偏位していることが示される。また、PJ pattern では南西日本を境とした気温偏差を形成する一方、南シナ海 OLR 変動は、南西日本を含めた日本の広範囲に影響することが示された。以上の統計解析は、南シナ海における対流活動が既存の PJ pattern とは異なる影響を与える可能性を示唆するものである。

講演では、南シナ海対流活動を模した LBM 実験の結果とともに、CMIP6 データの解析を通じた将来気候下での南シナ海対流活動について紹介する予定である。

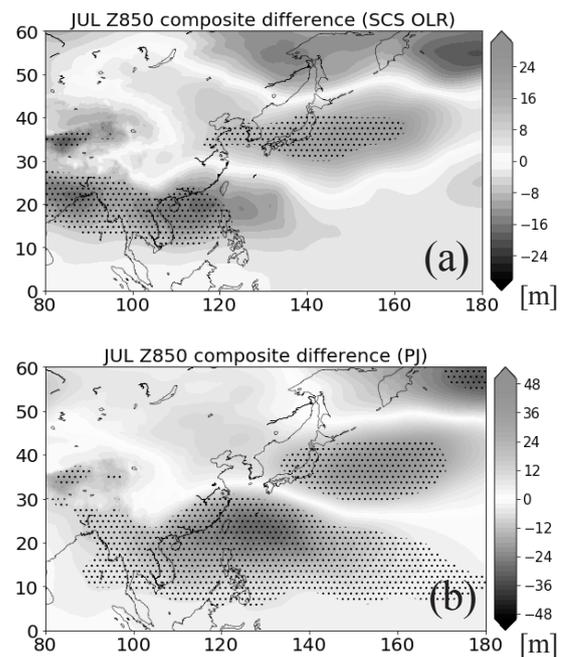


図 1 各指数における 850hPa 高度場コンポジットの差 (対流活発-不活発)。(a)南シナ海 OLR、(b) PJ index。ドットは有意水準 5%で有意である領域を示す。

## 参考文献

- [1] Nitta, T., 1987, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- [2] Wakabayashi, S. and Kawamura, R., 2004, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1577-1588.

## The controlling factors of winter Tibetan Plateau snow cover and their change under global warming

Shixue Li<sup>1</sup>, Tomonori Sato<sup>2</sup>, and Tetsu Nakamura<sup>2</sup><sup>1</sup> Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University <sup>2</sup> Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University**1. Introduction**

Snow is an important component of the climate system. The snow cover variability affects not only the local surface energy budget but also the downstream atmospheric circulation. Tibetan Plateau (TP) is a high-elevation area in Asia where the snow cover could even persist in summer. Thus, the TP snow cover (TPSC) can change the local thermal state and alter the summer climate in surrounding regions (Zhang et al., 2019). Besides, the TPSC may change in the future because the warming rate of TP is substantially higher than that of the Northern Hemisphere (NH; Yao et al., 2019). Hence, it is important to investigate the controlling factors of interannual variability for winter TPSC.

**2. Data**

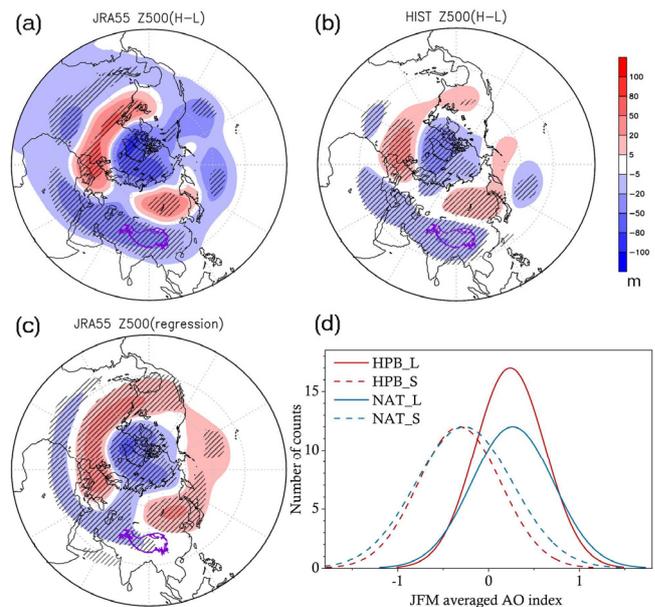
A high-resolution multi-satellite data for TPSC between 1982 and 2016, and two large ensemble simulations (Mizuta et al., 2017) from d4PDF (i.e., HIST exp. driven by observed SST and greenhouse gases (GHGs) and NAT exp. driven by detrended SST with fixed pre-industrial GHGs) between 1951 and 2010, were used. To quantify the regional variability of TPSC, the percentage of the snow-covered area over the TP (higher than 3000 m ASL) is defined (hereafter, TPSCF). Observed high and low TPSCF years (H-group and L-group, respectively) based on the standardized January-March TPSCF were analyzed. We did the same in d4PDF but for all years and all ensemble members.

**3. Result**

The differences in mean TPSCF between H-group and L-group are 10.91% ( $p=0.05$ ), 10.51% ( $p=0.01$ ), and 10.56% ( $p=0.01$ ) for observation, HIST, and NAT, respectively. This indicates that the range of interannual TPSCF variation is about 10%. As in Fig. 1 high TPSC is linked to a positive AO-like pattern with the zonal triple pattern over high-latitude Eurasian continent and arctic region. Moreover, a negative height anomaly is found from the north of Africa to the mid-latitudes of the Eurasian continent (Fig. 1a-c). Interannual variations of observed AO index and TPSCF are significantly correlated ( $R=0.45$ ,  $p=0.01$ ). The probability distribution of the AO index (Fig. 1d) manifests a clear shift depending on the TPSCF. The

high TPSCF more likely appear with higher (positive) AO and vice versa in both experiments. As shown in Fig. 1, in high TPSCF years the subtropical jet is strengthened, which significantly enhances zonal water vapor flux reaching to TP (confirmed in JRA55 and HIST) supporting more precipitation.

If we focus on the ensemble means, however, the interannual variations of the AO index and TPSCF are negatively correlated ( $R=-0.44$ ,  $p=0.01$ ). We speculate that ENSO works as external forcing to both AO and TPSCF. Although internal variability is dominant, we found that a negative-AO-like Z500 pattern is enhanced by El Niño. Furthermore, northern hemisphere Z500 patterns corresponding to the Niño 3.4 index and AO index created by regression analysis are spatially negative correlated ( $-0.48$ ,  $-0.45$ , and  $-0.44$  for JRA55, HIST, and NAT).



**Figure 1.** The difference in 500-hPa geopotential height between H and L groups for (a) JRA55 and (b) HIST. The hatched area indicates that the difference is significant at the 95% confidence level. (c) Regression of January-March AO index to Z500 in JRA55. (d) The probability distribution of the ensemble means of January-March AO index in d4PDF (60 years).

**4. Reference**

Mizuta et al., 2017, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, 1383-1398.  
 Yao et al., 2018, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **100**, 423-444  
 Zhang et al., 2019, *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 2790-2799.

# 機会学習によって抽出された日本における極端降水現象頻度の増加トレンドと将来変化について

村上裕之 (GFDL)

## 1. はじめに

2020年7月に発生した九州・岐阜・長野における集中豪雨をはじめ、近年、日本において極端降水現象の頻度が増加している。極端降水現象の発生メカニズムはそれぞれのイベントで多種多様であるが、近年進んでいる地球温暖化が極端降水イベントの発生頻度にどのような影響を及ぼしてきたか、また、これから将来地球温暖化が進んだ場合にそれらが増加するかどうかは社会・経済にとって重要な情報である。本研究では機会学習を用いて極端降水イベントを抽出し、観測と気候モデルのアウトプットに応用することで日本における極端降水現象の頻度が過去の地球温暖化によって増加したかどうか、また、将来に向けて増加するかどうかを調べたので報告する。

## 2. 使用データ・気候モデル・方法

観測の降水データは APHRODITE(1971~2015)を利用した。気候モデルには GFDL で開発された HiFLOR (25 キロメッシュ) と SPEAR(50 キロメッシュ)を用いた。気候実験はいわゆる現在気候実験と将来気候実験 (RCP4.5 と SSP5-8.5)、温暖化なし実験の3つを用いた。機会学習はオートエンコーダという手法を応用して極端降水イベントを抽出した。インプットは日本における5日間平均降水量の過去20年間気候値からのアナマリを用いている。

## 3. 結果

オートエンコーダを APHRODITE データに応用した結果、極端降水イベントの発生数は過去40年で増加の一途をたどっていることがわかった。すべての極端降水イベントの空間パターンをクラスター分析で6つのグループに分類したところ、九州を中心とする西日本域において極端降水イベント頻度の統計的有意な増加トレンドがみられた (図1)。同様にオートエンコーダを気候モデルの現在気候実験のアウトプットに応用したところ観測と同様に南日本域で有意な増加トレンドがみられた (図1)。また、将来実験の結果を調べたところ、温室効果ガスを一様に増加させた実験は統計的有意に

増加しており (図2, 赤、橙)、一方、温室効果を一定に固定した実験では有意な増加はみられない (図2, 青) これは人為起源の地球温暖化が西日本における極端降水現象の頻度増加に寄与していることを示唆している。

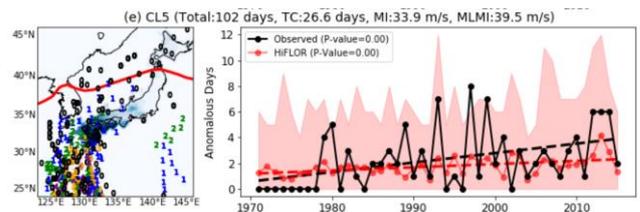


図1. オートエンコーダで抽出された九州を中心とする極端降水イベント (左: シェードは降水量アナマリ、数字は台風の強度を意味) と発生頻度の時系列 (右: 黒は観測、赤は気候モデルにおける現在気候実験)。

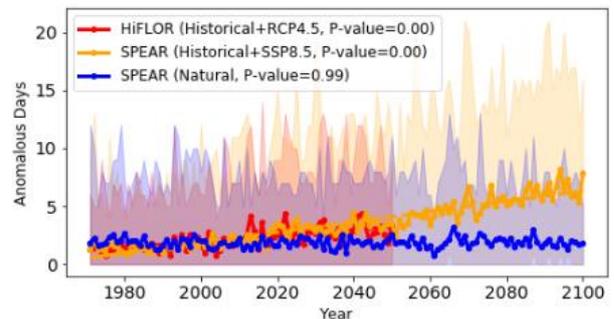


図2. 九州を中心とする極端降水イベント頻度の現在～将来の経年変化。青：温室効果ガスを増加させない実験、赤：HiFLORによる現在気候+RCP4.5実験、橙：SPEARによる現在気候+SSP5-8.5実験

## 4. 考察・結論

抽出された極端降水現象イベントを、台風が日本付近に接近しているケースとそうでないケースに分けて増加傾向を調べた。その結果、両者ともに統計的有意な増加傾向にあった。さらに気候モデルの結果から、強い強度の台風が日本付近に接近する傾向にあり、極端降水現象イベントの増加に寄与していることがわかった。さらに将来にむけて強い台風が接近する頻度が増えることが気候実験で確認された。よって日本における極端降水現象の発生は将来増加することが見込まれる。

# 氷期の急激な熱帯降水変動における 大気海洋相互作用の役割

\*廣田和也<sup>1,2</sup>, 吉森正和<sup>2</sup>, 阿部彩子<sup>2</sup>, Wing-Le Chan<sup>2</sup>, シェリフ多田野サム<sup>2</sup>, 岡頭<sup>2</sup>  
<sup>1</sup> 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻, <sup>2</sup> 東京大学大気海洋研究所

## 1. はじめに

最終氷期には、大西洋子午面循環(AMOC)とその熱輸送の変動に伴って、南北半球ではほぼ逆位相の気温変化や熱帯降水分布の南北変位が起きていたことが知られている[1]. AMOCの弱体化に伴う北向き海洋熱輸送の低緯度における減少は、Hadley循環が変化して北向き大気熱輸送が増加することによって補償され、このとき降水分布も変化すると解釈されてきた[2]. 最近の研究では、さらにハドレー循環から影響を受け、インド洋・太平洋の亜熱帯子午面循環(STC)が変化することによる海洋熱輸送増加という2つの経路で熱輸送が補償されると指摘されている[3].

このSTCの変化はHadley循環の変化に伴う海面風応力の変化(海面風応力フィードバック:WSF)によって引き起こされると考えられているが、診断的な解釈や間接的な実験結果が得られているに過ぎない[3, 4]. また、大気海洋間の熱輸送補償の割合はモデル間でばらつきがあることも報告されている[5]. そこで、本研究では氷期の急激な熱帯降水変動における熱帯インド洋・太平洋WSFの役割を解明することを目的とする.

## 2. 方法

本研究では大気海洋大循環モデルMIROC4m (MIROC3.2 [6] がベース)を用いて、中程度の氷期に相当する平衡実験(MG-cont), MG-contと同一の境界条件に加えてAMOC弱体化を目的として北大西洋に淡水を流入する実験(MG-hose)を行った. これらの実験設定は[7]に従うが、[7]を延長して1万年以上長期積分したものを初期値とした[8]. また、放水による気候応答におけるWSFの役割を解明するために、MG-hose実験において熱帯インド洋・太平洋の海面風応力をMG-cont実験のものに差し替えるWSFオフ実験を行った.

## 3. 結果

MG-hose実験では北大西洋放水に伴いAMOCが弱体化し、北半球は寒冷化、南半球は温暖化し、熱帯降水量は20%程度北半球で減少し、同程度南半球で増加するという[7]の結果が再現された. また、Hadley循環は赤道を中心に南半球側で上昇流偏差を、北半球側で下降流偏差を示し、降水の変化と定性的に整合する. 一

方、インド洋・太平洋のSTCの偏差場としては、南北両半球共に表層で北向きの流れ、下層で南向きの流れが確認された. 大西洋赤道での北向き熱輸送は0.4PW程度減少する一方、大気とインド洋・太平洋の北向き熱輸送はそれぞれ赤道で0.2PW程度増加しており、Hadley循環とインド洋・太平洋のSTCの変化と定性的に整合する. これらの結果は先行研究[3]とも一致する. また、インド洋・太平洋の海洋熱輸送について海洋循環変化と海水温変化の寄与に切り分ける解析を行なったところ、海洋循環変化の効果が支配的であることがわかった.

一方、WSFオフ実験と放水実験を比較するとWSFにより熱帯降水量はMG-contに対し5~10%変化し、熱帯太平洋では南北両半球にそれぞれ降水量の増加域と減少域を形成することがわかった. Hadley循環の偏差場も南北半球でそれぞれ上昇域と下降域を形成しており、降水の変化とも定性的に整合する. さらに、WSFはインド洋・太平洋において南北半球それぞれの北向き熱輸送を0.03PW程度増加させるが、赤道上の海洋熱輸送変化にはほぼ寄与しないことがわかった.

## 4. 結論

先行研究[3, 4]によると、放水によって降水分布が赤道を越えて北から南へ変位する場合、WSFはこれを抑制することが帰結されるが、本研究ではWSFをオフにする実験によってインド洋・太平洋のWSFは南北両半球でそれぞれ熱帯降水変動や熱輸送に影響し、赤道上の熱輸送変化に対する寄与は小さいことを示した. したがって、WSFの熱帯降水変動に対する影響は、放水による変化を抑制するという理解だけでは不十分と考える.

## 参考文献

- [1] Clement, A. C. and L. C. Peterson, 2008, *Rev. Geophys.*, **46**, RG4002.  
 [2] Chiang, J. C. H. and Friedman, A. R., 2012, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **40**, 383-412. [3] Yang, H., et al., 2017, *J. Climate*, **30**, 5167-5185. [4] Kang, S. M., et al, 2018, *npj Clim Atmos Sci*, **1**, 20172. [5] Kang, S. M., et al., 2019, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **100**, 2589-2606. [6] K-1 Model Developers, 2004, *K-1 Technical Report*. [7] Kawamura, K., et al, 2017, *Sci. Adv.*, **3**, e1600446. [8] Abe-Ouchi, et al., in prep.

## 温暖化に伴う水循環変化に対するチベット高原の役割に関する GCM を用いた研究

\*樋口太郎、阿部彩子、Wing-Le Chan、吉森正和（東京大学大気海洋研究所）

### 1.はじめに

白亜紀は顕生代で最も温暖な時代であるとともに、大陸配置や山岳地形も現在とは異なっていたことが知られている。現在のアジア地域と比較すると、白亜紀にはインド亜大陸がまだアジア大陸に衝突していないためチベット高原が形成されていないという顕著な地形的な違いがある。また、白亜紀中期は大気中のCO<sub>2</sub>濃度が特に高かった時代であり、世界各地で特徴的な陸域の水循環変化が地質学的な証拠に記録されている(e.g., Jiang and Li, 1996)。特に、白亜紀中期のアジア低緯度域では温暖化に伴い乾燥化が進行したことが示されている(e.g., Hasegawa et al., 2012)。この水循環変化は、将来の温暖化予測で示唆されるアジアの湿潤化(Christensen et al., 2013)と真逆であるが、なぜ現在と白亜紀で温暖化に伴うアジアの水循環変化が異なっているかは分かっていない。

チベット高原の形成と成長は地球史において重要な役割を果たしてきたことが、全球気候モデル(GCM)を用いてチベット高原の有無や高度変化に対する水循環や大気循環の応答について調べた先行研究から分かっている(e.g., Harn and Manabe, 1975)。さらに、近年の研究では、アジアの温暖化に伴う水循環や大気循環の応答に対してもチベット高原が大きく影響を及ぼしているという指摘もある(Endo and Kitoh, 2014; He et al., 2019)。

本研究は、GCMを用いて現在と白亜紀における温暖化に伴う水循環変化の違いについてチベット高原の有無に着目して調べるとともに、チベット高原の高さを変化させる実験を行うことによって温暖化に伴うアジアの水循環変化に対するチベット高原の役割について調べたものである。

### 2.モデルと設定

本研究では大気海洋大循環モデル MIROC4 m(Hasumi and Emori, 2004)を用いて、白亜紀の大陸配置、山岳地形を境界条件とした白亜紀実験、比較のための現在実験を行

った。また、それぞれの境界条件での大気中のCO<sub>2</sub>濃度に対する水循環の応答の違いを検証するため、大気CO<sub>2</sub>を285, 571 ppmと設定したCO<sub>2</sub>感度実験を行った。加えて、チベット高原の高さに対する温暖化に伴う水循環変化を調べるために、現在地形のチベット高原の高さのみを段階的に小さくした(20-80%)、CO<sub>2</sub>感度実験も同様に実施した(285, 571 ppm)。

### 3.結果

白亜紀の地形を用いた実験では、温暖化に伴いアジアの年間降水量は減少した(図1)。この水循環変化は、地質データと整合的であるとともに、温暖化に伴い年間降水量が増加する現在実験と真逆の結果である。解析の結果、この違いは、チベット高原の有無に起因する夏季における基本場の大気循環の違いと温暖化に伴う対流圏中層の非断熱加熱の強化の有無によるものであることが分かった。さらに、チベット高原の感度実験から、チベット高原が低い時にはアジアにおいて白亜紀実験と同様に温暖化に伴い降水量が減少すること、降水量変化が負から正に転じる閾値がチベット高原の高さが60%付近の時に存在することが分かった。これらの結果は現在の温暖化実験でみられるアジアにおける顕著な降水量の増加は、現在のようにチベット高原が発達した条件でのみ起こる応答であることを示唆している。

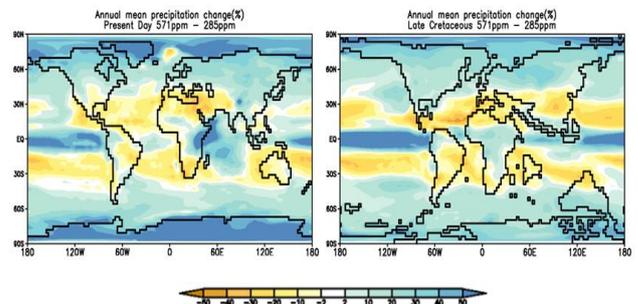


図1 現在(左)と白亜紀(右)における温暖化に伴う年間降水量の変化(%)(571 ppm – 285 ppm)

## 西日本の大雨時における大気大循環場の特徴～平成30年7月豪雨との比較～(第2報)

原田やよい\*, 遠藤洋和(気象研究所), 竹村和人(京大院理、気象庁気候情報課)

## 1. はじめに

「平成30年7月豪雨」(HR18)では、西日本から東海地方を中心に全国的に記録的な大雨となり、各地で甚大な被害が発生した(Tsuguti et al. 2018; Shimpo et al. 2019; Takemura et al. 2019). 本研究では、過去に西日本の広域で発生した大雨時にみられる大気大循環場の特徴を合成図解析により把握し、HR18時の循環場との比較を行う. 第1報(2019年春季大会B203)では、西日本平均3日間降水量上位10(TP10)事例の合成図解析の結果を示し、TP10事例およびHR18時の両方において、地上付近では、日本の南東海上で高気圧、日本の西海上で低気圧の発達が見られ、西日本付近に水蒸気の流入しやすい状況となっていること、対流圏上層では、ユーラシア大陸上の寒帯前線ジェット(PFJ)沿いに準定常ロスビー波束を伴った波列が明瞭にみられることを示した.

第2報では、時間スケールを考慮して得られた解析結果やその考察について報告を行う.

## 2. 使用データおよび手法

第1報と同じく気象庁地域気象観測システム(AmeDAS)による日別降水量の西日本平均3日積算値、気象庁55年長期再解析(JRA-55, Kobayashi et al. 2015)および米国海洋大気庁の外向き長波放射量(OLR)を用いて合成図解析を実施した(統計期間は1979～2018年、ただし台風の直接影響を受けた事例とHR18を除く). 大気要素から波成分を抽出するために時間フィルタとしてランチョスフィルタ(Duchon, 1979)を適用した. ここでは、ハイパスフィルタをHPF、バンドパスフィルタをBPF、ローパスフィルタをLPFと表記する.

## 3. 結果

図1左列は時間フィルタを施した海面更正気圧(SLP)偏差のTP10事例における合成図である. 日本南東海上の高気圧偏差は、8dayHPFの場合(図1a)を除いて統計的に有意で、特に季節内変動スケール(25～90dayBPF)において最も明瞭である(図1c). この周期帯の変動には、対流圏上層のPFJ沿いの波束伝播や北半球夏季季節内振動に伴う対流発位相北上の寄与が示唆された(図省略). 一方、HR18時にも(図1右列)25～90日周期帯の変動が卓越しているが(図1g)、対流圏上層の波束伝播の寄与が大きい(図省略).

また、8～25日の周期帯で明瞭にみられる日本付近から東シナ海にかけての低圧部に着目し(図1f)、HR18前における時間発展を2018年6月下旬まで遡ってみると(図2)、6月26日には(図2a)、20°N、140°Eにおいて対流活動の活発化に対応したOLR負偏差域がみられ、その西部に弱い低気圧偏差が解析されている. その後、これらは西方への伝播とともに次第に強まり、HR18時にかけて、東シナ海

から日本付近で持続している(図2e, f). 当日には、この対流活動活発化をもたらした要因についての考察および対流圏上層の朝鮮半島上の気圧の谷の特徴についても報告を行う.

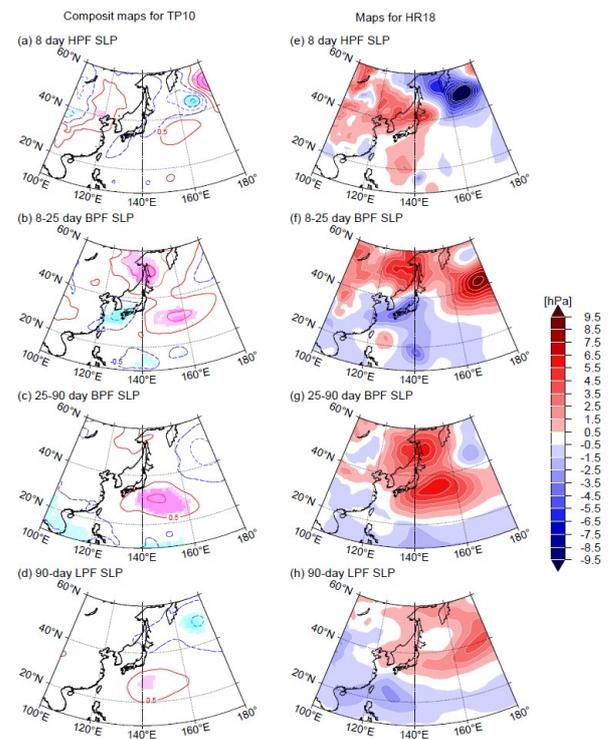


図1(左列)TP10事例のSLP偏差(hPa)同時合成図および(右列)HR18のSLP偏差分布図.

(a), (e) 8dayHPF, (b), (f) 8-25dayBPF, (c), (g) 25-90dayBPF および(d), (h) 90dayLPFを施した. 左列の濃い(薄い)陰影域は危険率5%(10%)で統計的に有意な領域を表す.

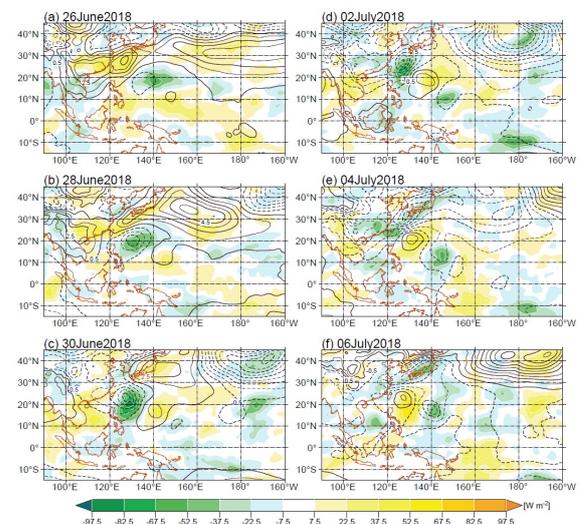


図2 2018年6月26日から7月6日にかけての8-25dayBPFを施したSLP偏差(等値線、hPa)およびOLR偏差(陰影、 $W m^{-2}$ ). 等値線間隔は1hPa.

# 成層圏突然昇温が冬季平均場に及ぼす影響について

黒田友二<sup>1</sup>、鳥生実歩<sup>2</sup>

1: 気象大学校、2: 水戸地方気象台

## 1. はじめに

成層圏突然昇温(SSW)とは成層圏極域において一週間程度の比較的短時間に数十度ほどの急激な温度上昇が起きる現象であり、しばしば極域対流圏で大きな気候変化を引き起こされる。このようなSSWによる気候変動の解析は今まで比較的短時間での影響のみが主に調べられており、より長期時間スケールでのSSWと気候に関する解析はあまり行われていなかった。しかし、最近Polvani et al. (2017)は、エルニーニョと対比させる形でSSWが冬季平均場に与える影響について調べ、北大西洋ユーラシア域では冬季平均場に対してもその影響は十分に大きいことを示した。しかし、彼らの手法はSSWの逆現象である極渦強化(VI)の影響を十分に考慮できていない。そこで本研究ではSSWとVIの影響をより適切に表せると考える指標も用いて、SSWの冬季平均場への影響を評価した。

## 2. データと解析方法

本研究では気象庁作成の再解析データであるJRA55を用い、1958年から2019年までの期間について解析した。SSW的またはVI的場を判定するために、まず主に成層圏での温度変動を表す冬季極域温度偏差の月々変動の第一主成分の規格化時係数を計算した。これを冬季5か月(NDJFM)で平均した時係数(PJ01)を使いSSWやVIの冬季平均場への影響指数とした。また、より細かくSSWを抽出するために10hPa、60Nの日ごとの帯状平均東西風を用い、最終昇温を除いて最初に負になった日をSSW発生時とする(WMO基準)。そしてSSWの冬季平均場への影響をPolvani et al. (2017)の手法と比較しながら評価した。

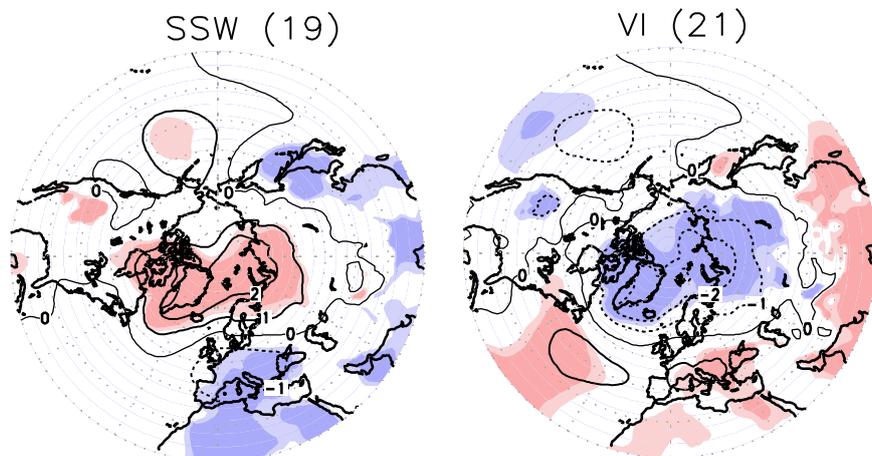
## 3. 結果

まず解析した61冬季からほぼ1/3程度のSSWとVIが優勢な冬季が抽出されるようにPJ01の閾値を決めた。そして、PJ01が0.25より大きいものをVI的冬、PJ01が-0.25より小さいものをSSW的冬と定義した。その結果、21個のVI的な冬と19個のSSW的な冬が抽出された。それぞれの冬季の平均地表面気圧(SLP)偏差を調べたところ、極点でそれぞれ±2hPa強の有意な北極振動(AO)的パターンが抽出され、冬季平均場でみても有意な強度を持つ信号となった(図)。他方Polvani et al. (2017)と同様にWMO基準に基づいた冬季分類を行うと、非SSW冬季のSLPに顕著なVI的な応答が現れること、SSW冬であってもVI的地表面応答を示すものが多数含まれることが分かった。従って冬季の分類に関してはPJ01指数を使う方が有効であると考えられる。

ところで、成層圏変動は一般に時間が経つほど信号が弱まるため、冬季平均場への影響に関してはSSWの発生月がいつかが重要であると思われる。そこで、次にこの観点でSSWの発生月ごとの地表面への影響について調べた。その結果、冬季平均場に対してはSSWが1月に発生したものが最も影響力が大きく、3月発生のもので地表面影響はVI的であった。さらに、地表面信号の冬季期間を通しての時間持続性について調べたところ、11月から1月にSSWが発生したものは特に平均的に一冬を通して有意に負のAO信号を持続させる傾向があることが分かった。

参考：Polvani et al.(2017) *J.Clim.*, **30**, 1959-1669.

中田実歩(2020) 気象大学校令和元年卒業論文



図、成層圏突然昇温的な19冬でコンポジットした冬季(NDJFM)平均地表面気圧偏差(左)と、極渦強化的な21冬でコンポジットしたもの(右)の比較。コンター間隔は1hPaで点線は負の値を示す。また、濃い(薄い)影は統計的に95(90)%有意な領域を表す。

# 地域的豪雨のイベント・アトリビューション

\*今田由紀子 (気象研), 川瀬宏明 (気象研), 渡部雅浩 (東大 AORI),  
荒井美紀 (JAMSTEC), 塩竈秀夫 (環境研), 高薮出 (気象研)

## 1. はじめに

平成 29 年九州北部豪雨、平成 30 年 7 月豪雨、さらに平成 30 年に近畿・四国地方を襲った台風第 21 号や令和元年に関東・東北地方を襲った台風 19 号と、近年、連続する豪雨災害が日本国内で多大な被害をもたらしている。このような極端現象に対して、地球温暖化をはじめとする様々な要因の寄与を定量的に推定する試みをイベント・アトリビューション (以下 EA) と呼ぶ。猛暑などの極端気温の発生確率に対する EA の成果は過去にも複数報告されてきたが、局所的な豪雨の発生確率に対する EA はこれまで困難であるとされて来た。一つ目の理由として、豪雨の発生に重要な循環場は大気ノイズに大きく影響を受けることから、温暖化による影響が相対的に検出しにくくなるのが挙げられる。もう一つの理由として、局所的な豪雨にはメソスケールの降水システムや地形など、一般的に EA で用いられている気候モデルでは再現が難しい細かいスケールの要素が重要となってくるからである。

本研究では、高解像度のアンサンブル実験 100 メンバーの出力が過去 60 年 (1951~2010 年) に渡って利用可能な「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)」の気候再現実験 (HIST) と非温暖化実験 (Non-W 実験; 人為起源の外部強制要因を産業革命以前の条件で固定、海面水温と海水分布から長期トレンドを除去) を準リアルタイムに延長し、解像度 60km の全球モデル MRI-AGCM および解像度 20km の地域気候モデル NHRCM のデータを用いて、平成 30 年 (瀬戸内地域)、平成 29 年 (九州西部)、平成 5 年 (九州東部・台風の連続接近) の豪雨事例に対する地球温暖化の寄与を定量的に見積もることを試みた。

## 2. 結果

Non-W 実験と比較して HIST 実験では、50 年に 1 度レベルの豪雨の発生確率が、平成 30 年 7 月の瀬戸内地域においては約 3.3 倍に、平成 29 年 7 月の九州西部においては約 1.5 倍になっていた (図 1a および b)。一方で、1993 年の台風起因の豪雨

については、両実験間に有意な差は見られなかった (図 1c)。

このような豪雨の発生確率の差をもたらす要因として、平成 29 年の九州西部や平成 30 年の瀬戸内地域の例では、背景場となる海面水温のパターンがそれぞれの地域に水蒸気を収束させる循環パターンを作り易い状況に固定されており、温暖化に伴う水蒸気増加の影響が検出し易い状況になっていたと考えられる。循環パターンの発生自体には、温暖化による影響はほとんど見られなかった (図 1d)。平成 29 年の九州西部の例では、九州山地による地形効果も、水蒸気増加の効果を際立たせる役目をしていった。一方で、台風起因の豪雨の場合は、台風の接近数自体の不確実性が大きいこと、また、モデルによる台風の再現が不十分であることから、温暖化による影響を検出することは難しい。

## 謝辞

本研究は文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラム (JPMXD0717935457, JPMXD0717935561) の協力を得た。

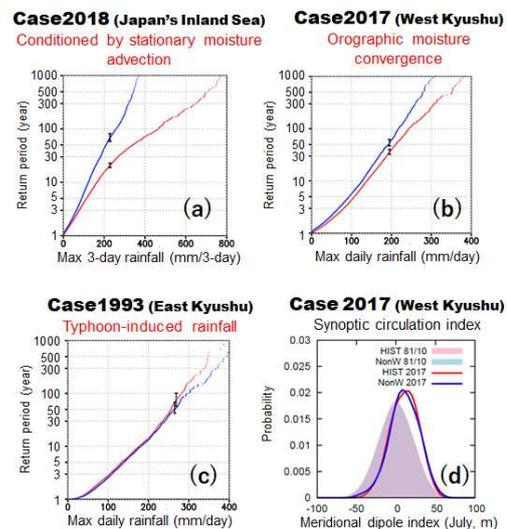


図 1. 確率降水量 (横軸) に対する再現期間 (縦軸)。(a) 平成 30 年 7 月豪雨時の瀬戸内地域の期間最大 3 日積算降水量、(b) 平成 29 年九州北部豪雨時の九州西部における月最大日降水量、(c) 平成 5 年 7 月 (台風連続接近時) の月最大日降水量。(d) 平成 29 年九州北部豪雨時に見られた気圧場の南北パターンの指標の出現確率。赤は HIST 実験、青色は Non-W 実験の結果を示す。

# 初冬の極夜ジェットの季節進行の停滞とシベリアの寒冷化 ～過去と近年の違い～

\*安藤 雄太<sup>1</sup>, 山崎 孝治<sup>2</sup>, 立花 義裕<sup>1</sup>, 小木 雅世<sup>2</sup>, 浮田 甚郎<sup>3</sup>

1) 三重大院生物資源, 2) 北大, 3) 新潟大

## 1. 研究背景

冬季北半球では高緯度の成層圏は強い西風（極夜ジェット）が特徴的である。季節内変動の時間スケールでは、極夜ジェットのシグナルは上部から下部成層圏へ下向き伝播する。この変動は北極振動と関連するため、極夜ジェットは成層圏だけでなく対流圏の気候にも重要な役割を果たす。

気候値の極夜ジェットは、風速が10～12月に単調増加し1月上旬に最大に達する。その後単調減少する。しかし、日平均データで見ると11月（2月）下旬に一時的に増加（減少）が止まる。この現象を本研究では季節進行の「停滞」と呼ぶ。2月下旬の停滞は成層圏突然昇温（SSW）の発生が1月より少なくなることと関連すると考えられるが、SSWが少ない11月下旬は知られていない。また、近年は高緯度域で温暖化が顕著であるため、過去と比べ極夜ジェット停滞にも何らかの影響があることが予測される。本研究は気候値の極夜ジェットの11月下旬における季節進行の停滞を力学的な視点から調べ、その要因および過去と近年の違いを探ることを目的とする。

## 2. データ・解析方法

データは日平均 JRA-55 再解析データを使用した。気候場の過去と近年の違いを調べるため、1982～1998年と1999～2015年の各17年平均値を過去と近年の気候値と定義した。極夜ジェット指数は50hPa, 65°Nの東西風の帯状平均値を用いた。

11月下旬の線形的な季節変化からのずれの場を見るため、11月下旬の場から11月上旬と12月上旬の平均場を引いたものを季節変化からのずれとした。

## 3. 結果

TEM 方程式より、一般的に極夜ジェット減速はEPフラックス収束と関連する。高緯度の100hPaのEPフラックスの鉛直成分を見ると、過去も近年も11月下旬に急増し下部成層圏で収束した。よって、プラネタリー波の対流圏から成層圏への上向き伝播の急増と極夜ジェット減速が関連することが明らかとなった（図1）。近年の方が11月下旬の停滞が明確である。これは近年の方がEPフラックスの鉛直成分が11月下旬に急増する傾向が明確であることと整合的である。

このプラネタリー波の源を調べるため、100hPa波活動度フラックス（WAF; Plumb 1985）の鉛直成分を見ると、11月下旬にシベリア域で正の値であ

った。過去はシベリア域の狭い範囲のみだったが、近年はシベリア域の広い範囲であった。

WAFの鉛直成分は南北渦熱フラックス $v'T'$ （ $v'$ は帯状平均からの偏差）に比例する。シベリア域では近年が北風・低温偏差であるため、近年はトラフの強化がプラネタリー波伝播の急増と関連することが示唆された。500hPa ジオポテンシャル高度の帯状平均からの偏差を見ると、近年はシベリア域でトラフが形成されることが明らかとなった（図2）。

プラネタリー波に関連した対流圏下層の気温を見るため、850hPa 気温のシベリア域（図2の茶色域）とそれ以外の地域（図2の青色域）の領域平均した指数の時系列を作成した。11月下旬にその差が最大に達するが、近年の方がその差と下がり方が大きかった。

以上の結果から、シベリア域が陸であるのに対し他の領域が海を含むため、海陸の熱的コントラストがプラネタリー波を形成し、極夜ジェット停滞を引き起こしたことを示唆した。さらに、近年の方が海陸コントラストが大きいため、これが極夜ジェット停滞に影響を与えていることを示唆した。

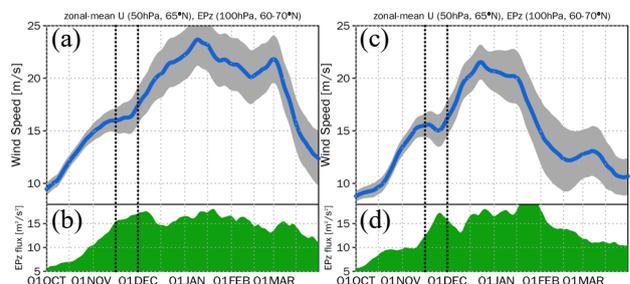


図1 (a) 過去と (c) 近年の気候値の極夜ジェット指数（太線）と標準誤差（灰色）[m/s], (b) 過去と (d) 近年の100hPaのEPフラックスの鉛直成分[m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>]（60-70°N平均）の時系列。黒点線で囲まれた期間が11月下旬である。

Diff of Z'500 WN1+2 (16NOV-30NOV) - [(01NOV-15NOV) + (01DEC-15DEC)]Diff of Z'500 WN1+2 (16NOV-30NOV) - [(01NOV-15NOV) + (01DEC-15DEC)]

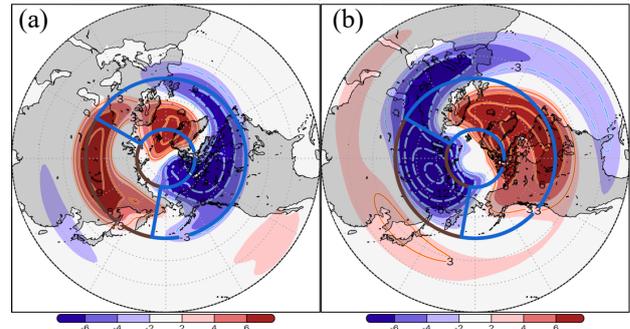


図2 (a) 過去と (b) 近年の500hPa ジオポテンシャル高度の帯状平均からの偏差[m]（波数1～2成分のみ）。ただし、11月下旬の線形的な季節変化からのずれである。正が実線、負が破線である。

# 硫酸塩エアロゾルによる海洋循環への影響及び大気フィードバックに関する研究

\*日下部佑樹<sup>1</sup>, 竹村俊彦<sup>2</sup>

1. 九州大学大学院総合理工学府, 2. 九州大学応用力学研究所

## 1. はじめに

大気中の  $\text{CO}_2$  濃度は年々増加しており地上平均気温も上昇を続けている。しかし、北大西洋などの一部地域では、気候モデルによってシミュレーションされた地上気温の昇温の度合いが小さいか逆に寒冷化することが知られている。これは一般に Warming Hole (WH) と呼ばれる。過去の研究から WH の形成には海洋循環の変化が深く関係していることが分かっている[1,2]。今回注目する硫酸塩エアロゾルは負の放射強制力を持つ地球を冷却する働きのある物質であり、硫酸塩エアロゾルの減少時は  $\text{CO}_2$  増加時と同様に WH が形成されると考えられる。本研究では大気海洋結合モデルを用いた感度実験の解析を通して、硫酸塩エアロゾルの増減によって生じる WH の形成メカニズムを明らかにすることを目的とする。

## 2. モデルと実験

大気海洋結合モデル MIROC-SPRINTARS を用いた[3]。大気部分の水平解像度は T85 (経度緯度約  $1.4^\circ$  格子), 鉛直 40 層である。海洋部分は経度方向に  $1^\circ$  刻み, 緯度方向には  $0.5^\circ$  から  $1^\circ$  まで変化する格子間隔であり, 鉛直 63 層である。感度実験の設定は Takemura and Suzuki (2019) と共通であり, 人為起源硫酸塩エアロゾルの前駆体である燃料燃焼で生じる  $\text{SO}_2$  排出量は現在の排出量 (EDGAR-HTAP データベース) に対して, 0, 0.1, 0.3, 0.5, 0.8, 1.5, 2, 5, 10 倍と変化させた[4]。そして比較のために  $\text{CO}_2$  濃度を現在の濃度から 2 倍にした実験, 全ての気候因子が現在と同じ条件の Base 実験を行った。これらの実験は全て計算期間が 100 年間の平衡実験であり, 解析には後半 50 年間の平均値を用いた。

## 3. 結果

海面水温 (SST) の Base 実験からの偏差は  $\text{SO}_2$  排出量が 0.5 倍よりも少ない場合に西経  $20-50^\circ$ , 北緯  $40-60^\circ$  の範囲で WH が生じており,  $\text{SO}_2$  減少に伴って単調に発達する。また  $\text{SO}_2$  排出量の増加時には同じ領域で逆転のシグナルが生じている (図示せず)。SST と海面流速の Base 実験からの偏差を見ると, メキシコ湾流や北大西洋海流の流路と亜寒帯循環の変化により, ラブラドル海からの低温の海水や, 低緯度からの高温の海水の流入が変化し, WH が形成されていることがわかる (図 1)。また, より大規模な海洋循環である大西洋子午面循環 (AMOC) は温暖化時に弱化し, 寒冷化時に強化される (図 2)。北緯  $40^\circ$  付近の表層での偏差が大きく変化しているこ

とが WH 形成の一因である可能性がある。今後は混合層深さや淡水フラックスなどの解析,  $\text{SO}_2$  排出源の地理分布を変化させた追加実験などを行い, 硫酸塩エアロゾルによる WH 形成メカニズムを詳細に調べる予定である。

## 参考文献

- [1] Gervais, M., *et al.*, 2018, JCLI, 31, 5927-5946.
- [2] Menary, M.B. and R.A. Wood, 2018, Clim. Dyn., 50, 3063-3080.
- [3] Tatebe H., *et al.*, 2019, GMD, 12, 2727-2765.
- [4] Takemura T. and K. Suzuki, 2019, Sci. Rep., 9, 4419.

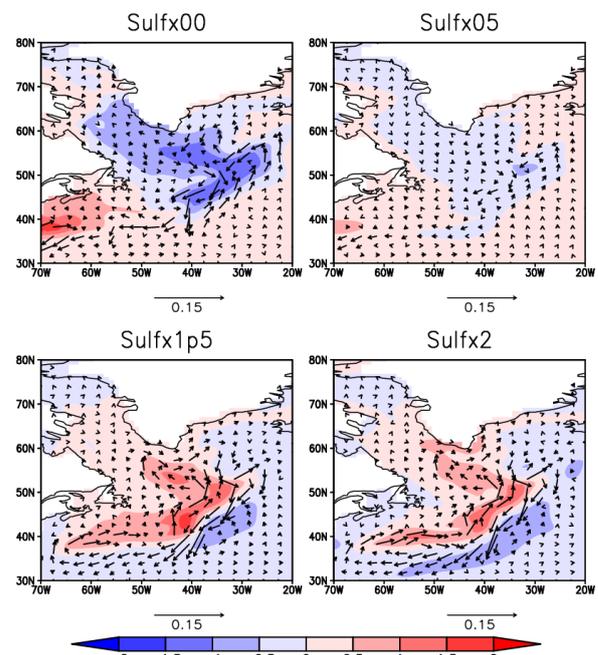


図 1 各実験の Base 実験からの SST 偏差 [K] (コンター) と海面流速偏差 [m/s] (ベクトル)

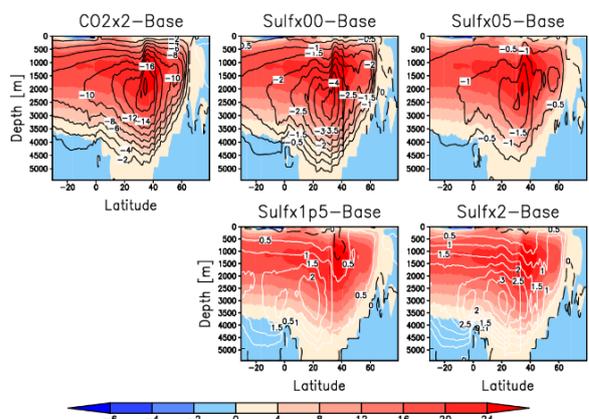


図 2 各実験の Base 実験からの AMOC 流線関数の偏差 [Sv] (コンター) と Base 実験の AMOC 流線関数 [Sv] (シェード)

# 確率台風モデルを用いた台風経路に対する SST の影響評価

\*鈴木香寿恵 (法政大理工), 中野慎也 (統数研), 高橋洋 (都立大環境)

## 1. はじめに

気候モデルや領域気象モデルによって予測された将来気候下の台風のふるまいや、東京などの大都市へ到来する確率情報の創出を目的として確率台風モデルの開発を行っている。これまで、詳細な確率的予測を行う上で気候モデルの出力結果内に発生する台風の数だけでは十分なサンプル数が得られず、人工的に台風を発生させた台風の確率分布に関する先行研究が多くみられた(Nakajo et al. 2014 など)。気候モデル自体のバイアスに対処するために、気候の将来変化量を算出して確率分布をずらす・歪ませる等で将来気候下の台風トラック生成の実験が行われている。このような背景から、新たな確率台風モデルの開発を行い、バイアス問題も同時に解決することに取り組んできた。今回は、エルニーニョ/ラニーニャ現象が発生している場合には、台風の発生位置やトラックが大きく変化することが知られているが(Wang and Chan, 2002), 本確率台風モデルによる台風のふるまいについて SST に対する感度実験を行った結果について報告する。

## 2. モデル概要

開発している Inductive Background and AR model (IBA モデル)の概要を述べる (Nakano et al. 2013)。台風経路は、その背景となる大気循環場の構造に影響を受けることから、台風の平均風ベクトルを月ごと、長い期間について計算すると、同期間の月平均 SST の分布によく似ていることが確認できている。すなわち、平均風ベクトルは代表的な台風経路の分布を示している。この平均風ベクトルを field  $V$  と考え、次の式で表すことができる。

$$V(\phi, \lambda) = a_1 \phi + a_2 \sin \lambda + a_3 \sin^2 \lambda + a_0$$

ここで時間  $t$  は一定とし、 $\phi$  は経度、 $\lambda$  は緯度である。 $a_0$  から  $a_3$  までの係数は、各月ごとにベストトラックを用いて最小二乗法により決定させる。この field に対して、ある台風の時刻  $t$  における位置  $x(t)$  を

$$x^T(t) = (\phi(t), \lambda(t))$$

と表現すると、その移動速度  $v(t)$  は

$$\begin{aligned} v(t) &= \dot{x}(t) \\ &= V(\phi(t), \lambda(t)) + v_{res}(t) \\ v_{res}(t) &= w * v_{res}(t-1) + e(t) \end{aligned}$$

と表現することができる。ここで、 $v_{res}(t)$  は慣性の成分であり、摂動項  $e(t)$  を付加した自己回帰となっている。

## 3. 使用データと手法

ベストトラックデータは 1951 年から 2019 年において気象庁から配布されている台風情報を用いた。また、SST の変動指標としては NINO3.0 を用いてエルニーニョ・ラニーニャ・平常の分類を行った。期間ごとに IBA モデルのパラメータフィッティングを行い比較した。

## 4. 結果

8 月における各期間において得られた平均風ベクトルの緯度断面を図 1(東西成分), 図 2(南北成分)に示す。東西成分をみると、エルニーニョ時に 35 度以北で強まる傾向があり、南北成分についてはラニーニャ時に全域で強まる傾向がみられ、IBA モデルは SST のパターン変動の影響を反映した台風経路生成が出来ることが確認できた。

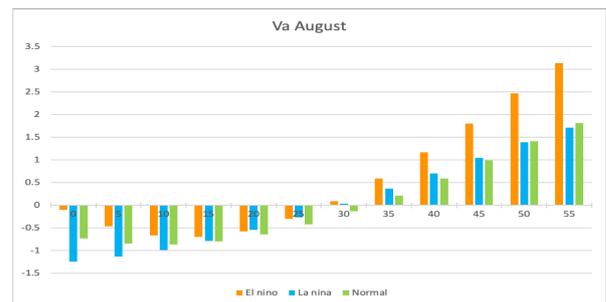


図 1 東経 135 度における平均風速の東西成分(m/s)

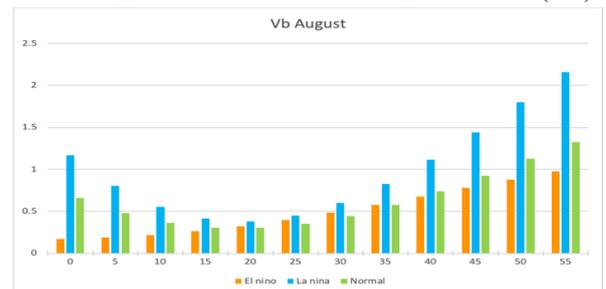


図 2 東経 135 度における平均風速の南北成分(m/s)

## 参考文献

- [1] Nakajo, S., et al., 2014, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **53** (6), 1547-1577.
- [2] Wang, B. and J. C. L. Chan, 2002, *J. Climate.*, **15**, 1643-1658.
- [3] Nakano, S., et al., 2013, JSST 2013 International Conference on Simulation Technology, extended abstract.

# 盛夏期日本付近におけるロスビー波の砕波と PJ パターンの持続メカニズムに関する解析

\*竹村和人(京大院理, 気象庁気候情報), 向川均(京大院理)

## 1. はじめに

盛夏期に日本付近～その東海上において発生するロスビー波の砕波は、北西太平洋亜熱帯域への高渦位大気 (High-Q) の侵入に伴う活発な積雲対流活動を通して、PJ パターン[2]の発現に寄与することが示された[5]. 砕波やPJ パターンの発現は、日本付近に記録的な猛暑をもたらす要因の 1 つであり、その持続過程を調べることは異常気象のメカニズムのさらなる解明につながる. 本研究では、[5]において対象とされた計 44 の砕波事例について、持続日数に基づく統計解析を行い、砕波及びPJ パターンの維持と関連する大気循環場を調べた.

## 2. 使用データと解析手法

大気循環場データとして、気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55[1]) の 7～8 月の日別値を用いた (期間は、1958～2018 年). 偏差は、気候値 (1981～2010 年日別平均値に 60 日の低周波フィルターを施した値) からの差で定義した. 準定常ロスビー波の変動に着目するため、5 日移動平均を施した分布を示す.

砕波事例は、力学的対流圏界面 (2PVU 面) 上における温位南北勾配の逆転に基づく砕波指数[3]を用いて抽出されている[5]. 本研究では、砕波指数及びPJ パターンの発現を示す指数に基づき、各事例の持続日数を算出し (図 1)、持続日数が 12 日以上 (5 日以下) の 7 事例を持続 (非持続) 事例と定義し、事例検出日を基準としたラグ合成図解析を行った.

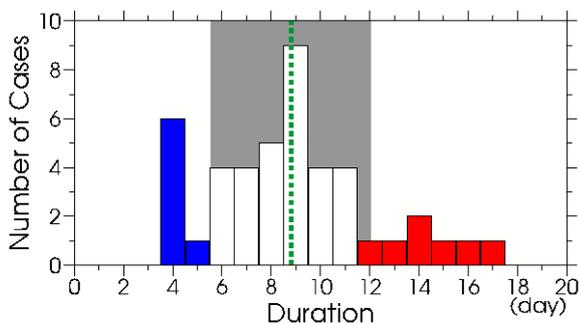


図 1 砕波 44 事例における、持続日数 (単位: 日) のヒストグラム. 12 日以上 (5 日以下) の持続 (非持続) 事例を赤 (青) で塗色した. 緑点線及び灰色陰影は、持続日数の平均及び  $\pm 1$  標準偏差を表す.

## 3. 解析結果

持続事例で合成した、砕波 7 日前の 200hPa 偏差場、砕波基準日の 350K 渦位、及び砕波 2 日後の 850hPa 偏差場を図 2 に示す. 砕波 7 日前にみられるアジアジェットに沿った準定常ロスビー波束伝播 (図 2(a)) は、砕波基準日にかけて持続し (図省略)、日本の東海上における砕波の増幅に寄与している (図 2(b)). この砕波に伴う低緯度域への High-Q の侵入に対応して、その西側で活発な積雲対流活動がみられ (図 2(b)), PJ パターンの発現に寄与している (図 2(c)). これらの特徴はいずれも、非持続事例と比較して明瞭だった (図省略).

本発表では、非持続事例とのさらに詳細な比較を行うために、上記ラグ合成図のほか、渦度偏差の鉛直構造の合成図や流跡線解析の結果も報告する.

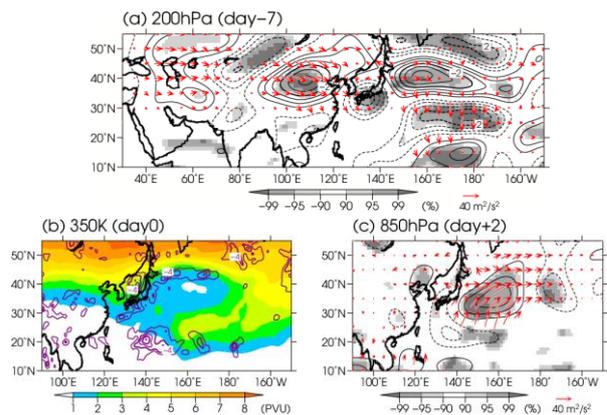


図 2 持続事例で合成した(a)砕波 7 日前の 200hPa 相対渦度偏差 (等値線間隔:  $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), (b)砕波基準日の 350K 渦位 (陰影; 単位: PVU) と 500hPa 鉛直 p 速度偏差 (紫線; 等値線間隔:  $2 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ; 負偏差域のみ), 及び(c)砕波 2 日後の 850hPa 相対渦度偏差 (等値線間隔:  $0.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ). (a)と(c)の実 (破) 線は負 (正) 渦度偏差, 赤矢印は波の活動度フラックス[4] (単位:  $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ ), 灰色陰影は渦度偏差の信頼度水準 (単位: %) を示す.

## 参考文献

- [1] Kobayashi et al., 2015, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- [2] Nitta, 1987, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373–390.
- [3] Pelly and Hoskins, 2003, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743–755.
- [4] Takaya and Nakamura, 2001, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.
- [5] Takemura and Mukougawa, 2020, *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 169–187.

# 2016年8月後半のロスビー波の伝播及び砕波に伴う モンスーントラフ強化の予測可能性

\*竹村和人（京大院理，気象庁気候情報），  
榎本剛（京大防災研，JAMSTEC APL），向川均（京大院理）

## 1. はじめに

2016年8月には，計6個の台風が日本の南東海上で発生し，北上した台風の影響で北日本を中心に大きな被害が出た．これらの台風の発生に対応した日本の南海上における強いモンスーントラフには，アジアジェット上の波束伝播や日本の東海上におけるロスビー波の砕波が関連することが示された[3]．一方，モンスーントラフの強度（以下，下層低気圧）の予測は，夏季東アジア域における中・長期予報において重要であるが，その予測に対する中緯度域の変動の影響は明らかではない．本研究では，2016年8月下旬に再発達した下層低気圧に着目し，その予測可能性に対する波束伝播や砕波による影響を評価した．

## 2. 使用データと解析手法

大気循環場の再解析値及び予測値として，気象庁55年長期再解析データ（JRA-55[2]）の2016年8月の日別値，及び計25メンバーからなる気象庁1か月アンサンブル予報データ（気象研究コンソーシアムより提供）を，それぞれ用いた．予測可能性の検証のための再予報実験には，気象庁全球モデル（数値予報研究開発プラットフォームより貸与）を使用した．

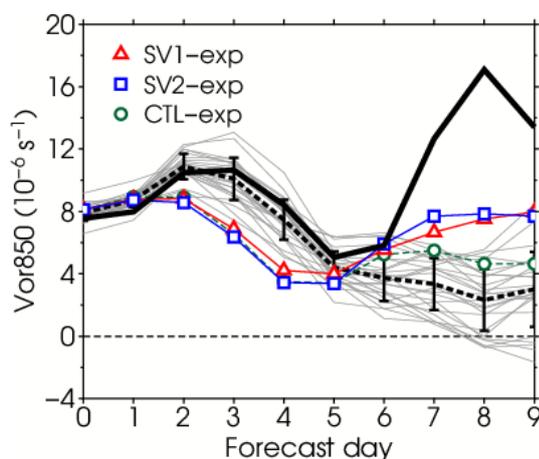


図1 2016年8月16日～25日（予測0～9日目）の期間における，15–30°N，125–150°Eで平均した850 hPa相対湿度（単位： $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ）の時系列．黒太線は再解析値，灰線は各アンサンブルメンバー，黒破線（エラーバー）はアンサンブル平均（スプレッド），色線は再予報実験の結果を示す．

## 3. 解析結果

予測値における8月後半の大気循環場を，再解析値と比較すると，波束伝播や砕波の振幅が過小に予測されていた（図省略）．これに対応して，再解析値にみられる月下旬における下層低気圧の再発達（図1の黒太線）は，8月16日12UTCを初期値とするアンサンブル予報（図1の灰線及び黒破線）では予測されていない．

次に，予測7日目における下層低気圧の予測に影響を及ぼす初期摂動（高感度領域）を特定するため，500 hPaより下層における検証領域（図2の黒破線枠域）を対象として，アンサンブル特異ベクトル（SV）法に基づく簡易予報感度解析[1]を行った．その結果，SV上位2モードにおいて，砕波域付近及びアジアジェット入口付近に高感度領域が検出され（図2），これらの領域における初期摂動が下層低気圧の予測可能性に大きな影響を及ぼした可能性を示唆している．

本発表では，上記の解析結果のほか，簡易予報感度解析で得られた各モードの初期摂動を，気象庁全球モデルに与えた再予報実験の結果（図1の赤・青線）についても，詳細に報告する予定である．

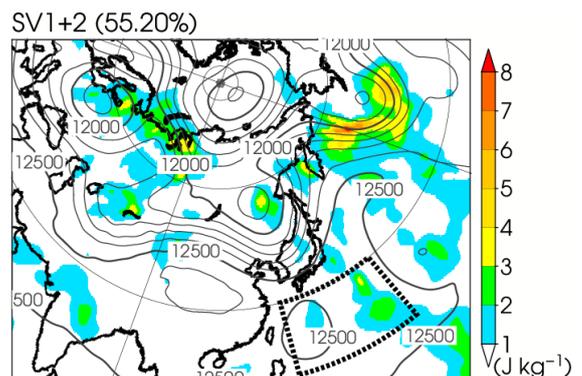


図2 SV上位2モードにおける，検証領域（黒破線枠；15–30°N，125–150°E）に対する高感度領域（陰影）．高感度領域は，1000～100 hPaで鉛直積算した湿潤全エネルギーノルム（単位： $\text{J kg}^{-1}$ ）で表示．等値線は，初期時刻の200 hPa高度．

## 参考文献

- [1] Enomoto et al. 2015, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 199–213.
- [2] Kobayashi et al., 2015, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- [3] Takemura et al., 2017, *SOLA*, **13**, 120–124.

# 東シベリア域における近年の夏季降水量の増加傾向に対する温暖化の影響

金森大成\*<sup>1</sup>, 檜山哲哉<sup>1</sup>, 阿部学<sup>2</sup>, 藤波初木<sup>1</sup>

<sup>1</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所, <sup>2</sup>海洋研究開発機構

## 1. はじめに

東シベリア域では2000年代に夏季降水量が顕著に増加した。この原因として、地球温暖化によって北極海のユーラシア大陸側で夏季に海水が大きく縮小したことが考えられている。一方、この地域の降水量と関係するサブポーラージェットの経年変動が近年変動していることも報告されている。しかしながら、降水量変動に与える両者の関係は未解明である。そこで本研究では、大規模アンサンブル気候実験データ d4PDF を用いて、東シベリア域の夏季降水量の増加に対する、年々変動と長期変化傾向の影響を明らかにするための解析を行った。

## 2. データ及び解析方法

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; Mizuta et al. 2017) の過去再現実験データ、および人為起源の外部強制要因を産業革命以前の条件で固定し、海面水温と海水分布から長期トレンドを除去した非温暖化実験データを用いた。解析対象期間は1951–2010年の夏季 (JJA) である。まず、東シベリア域の近年 (1990–2010年) の夏季降水量の線形トレンドに着目し、過去再現実験の100メンバーにEOF解析を適用して卓越する空間パターンの抽出を行った。さらにそのPCスコアから抽出されたメンバーについて、非温暖化実験との比較を行った。

## 3. 結果

夏季降水量の過去再現実験における線形トレンドのアンサンブル平均を見ると、東シベリアから極東にかけて、1990–2010年の20年間に有意な夏季降水量の増加傾向が見られた。この変化傾向は観測データと整合的であった。一方、非温暖化実験のアンサンブル平均には有意な降水量増加傾向は見られなかった。また、メンバー間の線形トレンドの空間構造には大きなバラツキがあった。過去再現実験の100メンバーの降水量の線形トレンドにEOFを適用し、卓越する空間パターンの抽出を行った結果、EOF1では、東シベリアから極東域、およびモンゴルから東北アジア域にかけて、南北に変

化傾向の符号が逆転するパターンが抽出された。EOF2ではシベリアの東西パターン、EOF3ではサブポーラージェット上での波列パターンが抽出された。EOF1–3で抽出された空間パターンを用いて、PCスコアから東シベリア域で有意に降水量の増加傾向を示すメンバーの抽出を行った。抽出されたメンバーの両実験における線形トレンド (コンポジット平均) の差を図1に示す。EOF1では、非温暖化実験と比較して南北の気圧シーソーパターンが強化され、西シベリア域からの水蒸気流入の増加が降水量の増加傾向に寄与していた。EOF2では、シベリアの東西シーソーパターンが強化されることにより、EOF1と同様に西シベリア域からの水蒸気輸送量が増加していた。一方、EOF3ではサブポーラージェットの変動に伴い、低緯度側からの水蒸気輸送量の増加が、東シベリア域の夏季降水量の増加に寄与していることがわかった。

近年の夏季降水量の増加傾向について、年々変動 (内部変動) との関係からも詳しく報告する予定である。

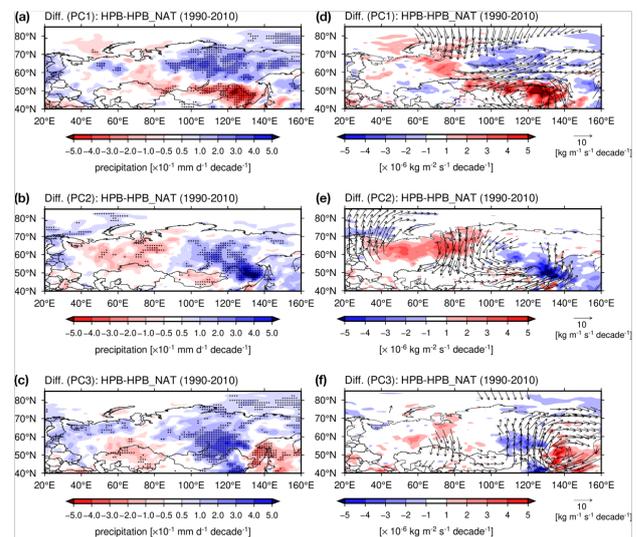


図1. 夏季降水量の線形トレンド (1990–2010年) が観測と整合的であったメンバーの、過去再現実験と非温暖化実験のコンポジット平均の差。上からEOF1, 2, 3を示し, (a)–(c)は降水量, (d)–(f)は鉛直積算された水蒸気フラックスとその発散量の線形トレンドを示す。

## マルチモデル解析を通じた 20 世紀前半の北極域気温変化の要因

\*相澤拓郎<sup>1,2</sup> ・ 石井正好<sup>2</sup> ・ 行本誠史<sup>2</sup> ・ 大島長<sup>2</sup>

1. 国立極地研究所      2. 気象研究所

### 1. はじめに

測器による観測によると、北極域では 20 世紀前半に顕著な昇温を示す (e.g., Johannessen 2004)。20 世紀前半の人為起源の強制力は、現在と比べるとかなり小さい。そのため自然起因の強制力の変化 (太陽活動の増強と火山活動の弱体化) が、20 世紀前半の昇温の一要因と考えられている (e.g., Meehl et al. 2003)。

### 2. 目的と研究手法

本研究の目的は、DAMIP に参加している 12 モデルの地上気温のデータを用いてマルチモデル解析を行い、1911~1940 年の 30 年間における、各強制力の北極域での気温応答のシグナルの大きさを評価し、30 年規模の内部変動の大きさと比較するである。

12 モデルは、BCC-CSM2-MR、CanESM5、CESM2、CNRM-CM6-1、FGOALS-g3、GFDL-ESM4、GISS-E2-1-G、HadGEM3-GC31-LL、IPSL-CM6A-LR、MIROC6、NorESM2-LM、MRI-ESM2-0 である。

DAMIP の基本的な実験は、全ての強制力を歴史的に変化させる実験(HIST)、温室効果ガスのみ

を歴史的に変化させ、それ以外の強制力を 1850 年に固定した実験(GHG)、人為起源エアロゾルのみを歴史的に変化させ、それ以外の強制力を 1850 年に固定した実験(AER)、自然起源(太陽と火山)の強制力を歴史的に変化させ、それ以外の強制力を 1850 年に固定した実験(NAT)で構成される。また、産業革命前標準実験(CNTL)を用いて内部変動の大きさを評価する。内部変動は、任意の 30 年間のトレンドの標準偏差として定義した。

### 3. 結果

温室効果ガス濃度は、20 世紀前半において一貫して上昇している。また、人為起源エアロゾルの濃度は、その期間において緩やかに上昇している。しかし、それらの forcing に対する北極域の気温への外部強制応答は、1911~1940 年の 30 年間においてほとんどない。一方で自然起源の強制力に対する外部強制応答は 0.6°C と大きい。内部変動による任意の 30 年間のトレンドの標準偏差は 0.54°C であり、NAT の外部強制応答は内部変動の 1.1 倍である。

Rates of Arctic SATs changes for 30 yr (1911-1940)

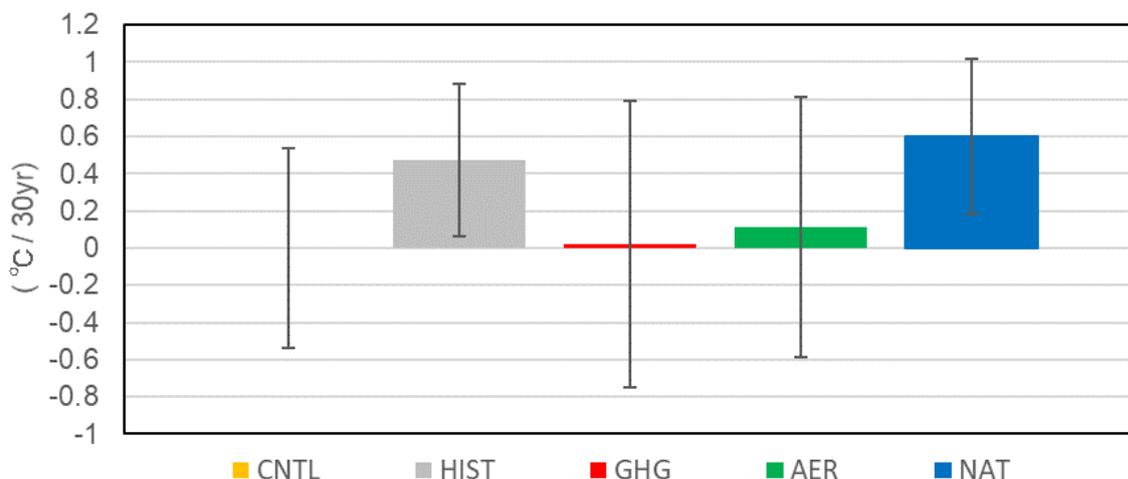


図 1. 各強制力の北極域の気温(60 度以北で平均した気温)への外部強制応答と内部変動の幅。データは CRUTEM4 (Jones et al. 2012) でマスクされている。CNTL は、1940 年の観測データでマスクされている。エラーバーは 12 モデルに基づいた 1 標準偏差。

## 2019 年南半球成層圏突然昇温後の負の南極振動の持続(その 2)

\*小林ちあき, 前田修平 (気象研究所)

## 1. はじめに

2019 年 9 月初めに、17 年ぶりに南半球成層圏で突然昇温(SSW)が発生し、その後、対流圏では負位相の南極振動(AAO)が 10 月半ばから 12 月末まで卓越・持続した。前回の発表では、気象庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)を用いて、対流圏内における負の AAO の持続と SSW との関係を、波-平均流相互作用の観点から調べ、南半球対流圏で負の AAO を維持しやすい波活動偏差パターンが形成されていたことを指摘した。今回は、季節予報の時間スケールでこれらの予測可能性を調べた。

## 2. データと方法

実況解析は JRA-55 再解析を、予測データは現業季節予測モデル(CPS2)による 2019 年 9 月 13 日を初期値とするアンサンブル 6 か月予測データを用いた。これらに等温位面上の質量重み付き平均(MIM)法を適用して解析を行った。平年値は 1981-2010 の 30 年平均値で、それからのずれを偏差とした。季節予測では、1981-2010 年の 9 月 13 日を初期値とするハインドキャストから予測時間依存するモデル気候値を作成し、それからのずれを偏差としている。

## 3. 結果

SSW に伴う成層圏から対流圏にかけての極渦の強弱の時間変化を見るために、図 1 に南緯 60~90 度で平均した帯状平均高度場の規格化偏差の時間高度断面図を示す。9 月初めの SSW 以後、極渦の弱い状態が成層圏上部で持続し、偏差の中心は 10 月半ば以降に成層圏下部に下降する様子が、季節予測でもよく予測されている。300hPa 高度偏差の時間緯度断面図(図略)においても、10 月半ばからの極渦の弱化と対応して、ほぼ南緯 60 度以南の高緯度で高度が高く、南緯 35~60 度の中緯度で高度が低く、負の AAO が持続しており、これも季節予測で予測されている。

負の AAO が持続した期間(10/16-12/31)の平均場について、波-平均流相互作用の観点で調べる(図 2)。2019 年の東西風は気候値に見られる成層圏の極夜ジェットが弱い様子や、屈折率で見て(図略)対流圏からのプラネタリー波が鉛直伝播しにくい様子が季節予測でもよく予測されている。対流圏でジェット気流が低緯度

側にずれ、対応して E-P フラックスの南北分布も低緯度側にずれ、偏差では南緯 40 度を中心に上向き、50 度の対流圏上層で極向き、60 度付近で下向きとなっていることも予測されていた。

## 4. 今後の課題

2019 年の南半球 SSW 後におきた対流圏の負の AAO について調べた。下部成層圏で強い偏差の持続がみられ、対流圏内において波-平均流相互作用による影響がみられ、これらは季節予測モデルで予測された。今回はアンサンブル平均のみの結果を示したが、今後は、異なる初期値の結果やアンサンブルメンバの結果を用いこの SSW の季節予報への影響を調べたい。また、この時期の南半球の海面水温偏差分布との関係も調べたい。

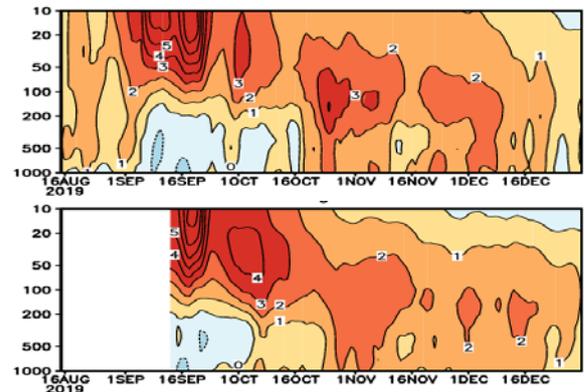


図 1 帯状平均高度場の規格化偏差の時間高度断面図(南緯 60~90 度の平均。2019/8/15~12/31)。上:再解析、下:季節予測

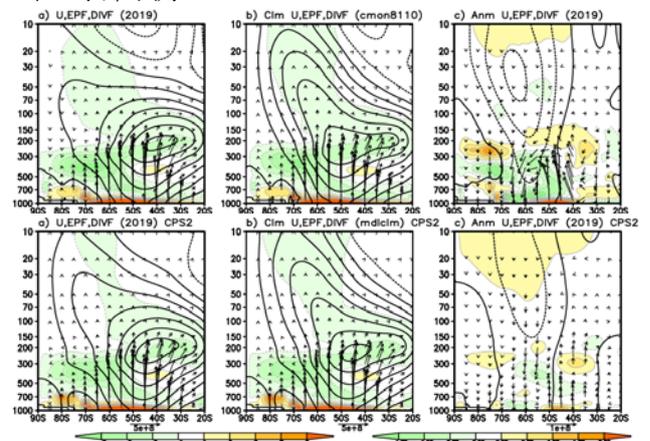


図 2 10/16-12/31 で平均した南半球の帯状平均東西風(等値線、5m/s 間隔)、E-P フラックス(矢印、 $\text{kg/s}^2$ )と発散(陰影:暖色は発散、 $\text{m/s/day}$ )、上)再解析、下)季節予測。左から 2019 年、平年値 or モデル気候値(1981-2010)、偏差。

## 令和2年7月豪雨・長梅雨時に日本の南海上で強化された高気圧の成因

植田宏昭\*・横井幹大・倉持将也

(筑波大学・生命環境)

## 1. はじめに

2020年7月3日からの豪雨(令和2年7月豪雨; 気象庁[7/9 命名])に引き続き、日本列島には梅雨前線が長期に渡って停滞し、梅雨明けの遅延による様々な影響が顕在化している(7/21現在)。

6月から日本の南海上では、高気圧が平年に比べて南西に張り出したことにより(図1a)、その西縁を迂回するように南シナ海および東シナ海経由で大量の水蒸気が梅雨前線に供給されたことが、梅雨前線の活発化を引き起こした背景にあると考えられる。本発表では、この高気圧性循環の強化の要因について、熱帯・中高緯度起源のテレコネクションの観点から整理を試みる。

## 2. 気候診断解析およびモデルによる検証

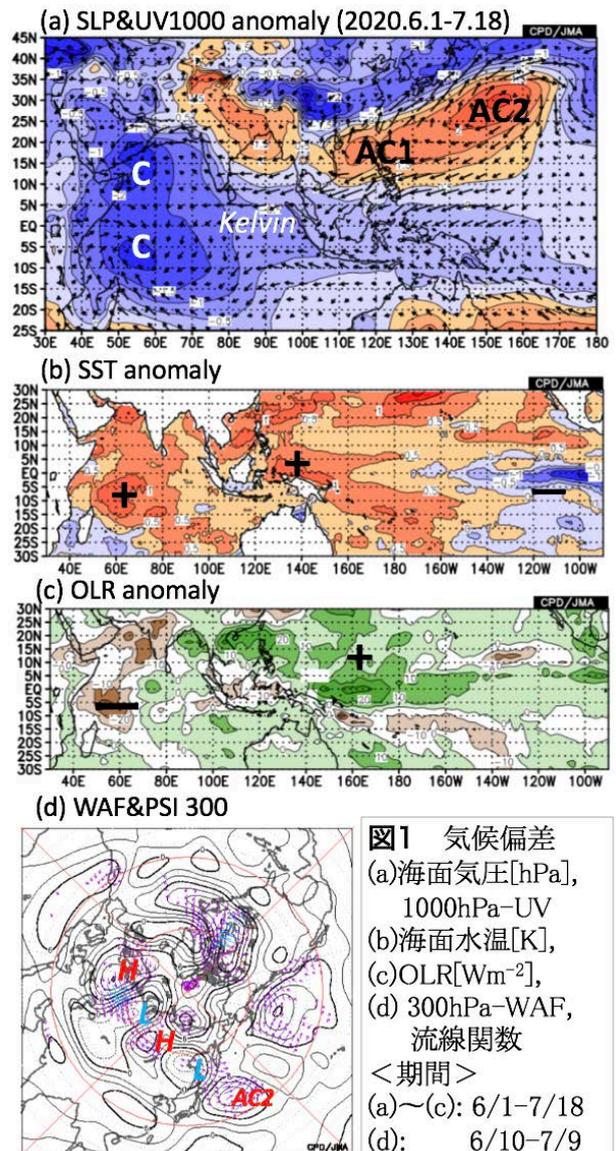
2020年6月段階での熱帯太平洋の水溫偏差は、一部ラニーニャ時の特徴も見られ、秋から冬にかけてラニーニャへ遷移する確率が高まっているとの予測となっている(気候系監視報告334[7/10])。インド洋では2019の秋に顕著なダイポールモードが発生し、2020年1月の収束後、西インド洋を中心に全域で高温偏差が持続している(図1b)。

図1(a)に見られる高気圧性偏差のうち、AC1で示すフィリピン北部を中心とした偏差は、前述の①インド洋の昇温に伴うケルビン波・エクマン発散応答(WIEDメカニズム; Xie et al. 2009)の結果として解釈可能である。また、AC1領域の上層における低気圧性偏差(図省略)は、②エルニーニョ Modoki 領域での対流不活発に対応した上層発散場の収束偏差(発散風による赤道から極向きの小さい絶対渦度の移流量の減少; Sardeshmukh and Hoskins 1998)と整合的な関係にある。

日本の南東海上に長期間に渡って出現した高気圧性循環(AC2)は順圧的な構造を示し、WAFの診断解析からも、③偏西風上を伝播する定常ロスビー波束(シルクロードテレコネクション; Enomoto et al. 2003)の寄与が指摘されている(図1d)。これに加えて④180°以東に出現した低海面水溫偏差に起因した負の非断熱加熱による松野・ギル型の熱源応答(Naoi et al. 2020)、さらには⑤春先に冷水ケルビン波の伝播に伴って西太平洋に出現した負のSST偏差と貿易風との結合(西太平洋振動子; Wang et al. 2000)なども考慮する必要がある。海盆間相互作用の視座に立てば、⑥相対的に暖かいインド洋に吹き込む東風偏差によって、日付変更線の西側での下層発散の強化を介して、Modoki 領域での対流活動が抑制されていた可能性がある(図1c)。

これらの仮説を検証するために、Q1, Q2, Rossby Wave Source (RWS)の診断解析を行うとともに、

気象研究所の大気大循環モデル(MRI-CGCM2.3)および線形傾圧モデル(Watanabe and Kimoto 2000)を援用し、海面水溫および熱源偏差の感度/応答実験を行なった。講演当日は、インド洋、海洋大陸、西太平洋、中央太平洋、および東太平洋の個々の役割をについて紹介するとともに、2019/2020年の記録的な高温偏差(大暖冬)からの連鎖についても、海盆間相互作用(e.g., Ueda et al. 2015)の観点から触れる予定である。



- Enomoto et al. (2003), *QJRM*, **129**, 157-178
- Naoi et al. (2020), *JMSJ*, **98**, 655-658.
- Sardeshmukh and Hoskins (1988), *JAS*, **45**, 1228-1251
- Ueda et al. (2015), *Nature Com.*, **6**, 8854.
- Watanabe and Kimoto (2000), *QJRM*, **126**, 3343-
- Wang et al. (2000), *JCLIM*, **13**, 1517-1536.
- Xie et al. (2009), *JCLIM*, **22**, 730-747.

謝辞：作図には気象庁異常気象分析検討会および Tokyo Climate Center の診断ツールを用いた。

# ユーラシア陸面過程の気候メモリ効果から考察する北極温暖化と中緯度寒冷化

\*中村哲 (北大地球環境), 山崎孝治 (北大北極域研究センター),  
佐藤友徳 (北大地球環境), 浮田甚郎 (新潟大)

## 1. はじめに

近年の地球温暖化に伴い、北極域では他地域よりも大きな昇温傾向を示しており(極域増幅)、それに伴い特に北極海の海氷は急速に減少している。北極海の海氷減少はローカルな北極温暖化のみならず、ユーラシア/シベリアでの寒冷化という遠隔の気候変動とも関係する<sup>(1Mori et al. 2019)</sup>。

海氷減少に対する気候応答を再現するシミュレーションから、ユーラシア大陸の陸面過程によって生じる気候メモリ効果によって、寒冷偏差が維持・増幅され、それに伴う大気循環の変化が北極域への熱輸送を強化し、北極温暖化を増幅することが示された<sup>(2Nakamura et al., 2019)</sup>。メモリ効果は冬季の寒冷偏差が、春夏秋の土壌温度や積雪偏差として記憶され、翌冬の寒冷化を促進するという再起過程により生じる。

一方で、近年のユーラシア大陸では夏季に顕著な温暖化が観測されている<sup>(3Sato and Nakamura, 2019, 4Biskaborn et al., 2019)</sup>。本研究では、全球的温暖化による変化と年々の変化を分けて扱う事で、現実におけるメモリ効果の寄与を考察する。

## 2. AMIP 実験設定と使用データ

AFES (解像度: T79L56) を用いた AMIP 実験を行った<sup>(5Ogawa et al., 2018)</sup>。異なる初期値の 30 メンバーに境界条件として 1979-2012 の月平均 SST・海氷密度を与えた実験、および全球温暖化の影響を除去するために SST 気候値と 1979-2012 の月平均海氷密度を与えた実験を行った。

AMIP 実験に与えた Merged Had/OISST・海氷データを用いて、北極海氷面積指数 (65 以北) を作成した。11 月の海氷指数に対する翌年の NSIDC 積雪被覆および GTN-P 土壌温度 (永久凍土帯でのボーリング観測) の相関係数を求め、観測のメモリ効果を検証した。

## 3. 結果と考察

海氷のみが変動する AMIP 実験において、冬季ユーラシア大陸の気温トレンドは、前年夏の地温・秋の積雪のトレンドと有意な相関を持つ (図 1) が、SST と海氷が変動する実験においては、有意な相関はない。

観測においては、11 月の海氷が減少すると、温暖化を反映して翌年の年平均地温は高温偏差となる地点が大多数を占めるが、トレンドを除去し全球的温暖化の

影響を除去すると、海氷減少後に地温は低温となる傾向が見られた (図 2)。翌春の積雪被覆偏差でも同様な傾向が見られた。

AMIP 実験・観測ともに全球的温暖化を除去した場合、大陸の寒冷偏差の記憶が明瞭になることがわかった。現実では大陸が温暖化していても、メモリ効果が大陸上での温暖化を抑制することで、冬季の海陸熱コントラストを強めると考えられる。熱コントラストに対応する惑星規模波の強化が極向き熱輸送をもたらし、北極温暖化増幅に寄与していると考えられる。

## 参考文献

- [1] Mori, M., et al., 2019, *Nat. Clim. Change*, **9**, 123.
- [2] Nakamura, T., et al., 2019, *Nat. Comm.*, **10**, 5111.
- [3] Sato, T. and T. Nakamura, 2019, *Sci. Rep.*, **9**, 10866.
- [4] Biskaborn, B. K., et al., 2019, *Nat. Comm.*, **10**, 264.
- [5] Ogawa, F., et al., 2018, *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 3255.

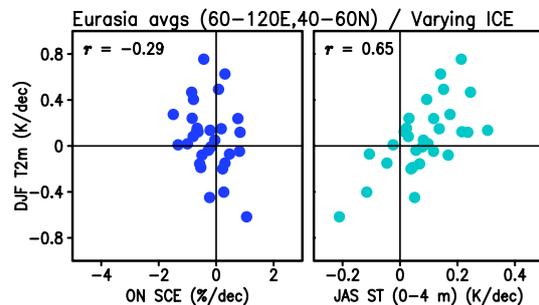


図 1 ユーラシア平均の冬季 (12-1-2 月平均) 2m 気温のトレンドと、先行する (左) 秋季 (10-11 月平均) 積雪被覆および (右) 夏季 (7-8-9 月平均) 0-4m 深地温のトレンドの散布図。海氷のみ観測の変動を与えた AMIP 実験の 30 アンサンブルメンバー間のばらつきを示す。

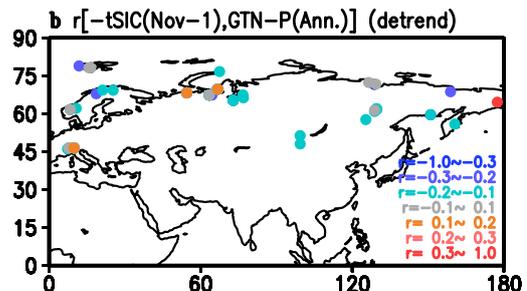


図 2 11 月の北極海表面積指数に対する翌年の年平均土壌温度の相関係数。各点が GTN-P 観測点に対応する。符号を逆にする事で海氷減少時の偏差に対応している。

# 陸面水文過程モデル MATSIRO の流出過小バイアス低減に向けた流出感度調査

\*高田久美子 (国立環境研究所、現所属：麻布大学生命・環境科学部),  
花崎直太 (国立環境研究所)

## 1. はじめに

陸面水文過程モデル MATSIRO[1][2]は全球気候モデル MIROC の陸面過程として開発され、気候研究に広く用いられてきたが、流出が過小となるバイアスが報告されている[3].

MATSIRO では、簡易 TOPMODEL に基づいて基底流出と Dunne 流出を算定する際に、格子点平均の土壤水分から診断した地下水位を用いている。本研究では、地下水位が深すぎることによって流出の過小バイアスが生じていると推測し、地下水位の診断条件を緩和する感度実験を行って、流出や地表面熱水収支への影響について考察した。

## 2. モデル

MATSIRO は SiB2 タイプの陸面水文過程モデルで、地上気象要素（日射、下向き赤外放射、気温、降水量、湿度、風速、気圧）から地表温度、潜熱・顕熱フラックス、流出量、土壤温度・水分などを算定する。流出は4種類（表層の飽和による流出、浸透能を超える降水強度による流出、Dunne 流出、基底流出）を考慮している。TOPMODEL では、斜面における地下水の涵養と基底流出の準定常状態を仮定して地下水位と流出寄与域（飽和域）を算定し、飽和域から生じる Dunne 流出と基底流出を算定する。MATSIRO では、土壤水分のマトリックポテンシャルと飽和判定条件を組み合わせることで格子点の代表値として地下水位を診断している。

## 3. 実験・解析

本研究では、地下水診断における飽和判定条件を飽和の約 100%（標準, EP.0）から、75%(EP.1), 50%(EP.2), 25%(EP.3), 13%以下(EP.4)に下げた感度実験を行なった。タイのチャオプラヤ川流域を事例として、1981-2004 年の地上気象データ[4]を用い、流域北西部の Ping 川にある Bhumibol ダム集水域を対象として、日河川流量を観測と比較し、地下水位や流出の各成分、土壤水分や地表面熱水収支への影響を調べた。

## 4. 結果

2002 年（多雨年）の降水量と日河川流量を Fig.1 に示

す。日河川流量は、標準の飽和判定条件では観測よりも大幅に過小で、判定条件を下げるに従って大きくなり、EP.2 で観測に最も近かった (Fig.1)。地下水位は、EP.0 では 5-6m と深いが、判定条件を下げるに従って浅くなり、EP.2 の時に、解析した集水域内の観測[5]と定性的に最も近くなった。この時、飽和域が大きくなって Dunne 流出が増え、土壤への浸透が少なくなって、土壤水分が低くなった。また顕熱フラックスが増え、潜熱フラックスが減って Bowen 比は大きくなった。

## 5. 考察

今回感度調査した飽和判定条件は、TOPMODEL を広域スケールの格子点に適用する際に導入したものである。その設定によって、流出とともに土壤水分や陸面熱水収支にも大きな影響を与えることが示唆された。加えて、全球での同様な予備的オフライン感度実験を行ったところ、感度の高い地域と低い地域があることが示唆された。

## 6. 結論

MATSIRO の流出過小の原因理解とバイアス低減に向けて、地下水位の診断における飽和判定条件を下げた感度実験を行なった。流出過小の時は地下水位が深く、飽和判定条件を飽和の 50%に下げた時に地下水位は定性的に観測に近くなり、河川流量も観測に最も近くなった。土壤水分やボーエン比への影響や、飽和条件に対する感度の地域差にも留意する必要がある。

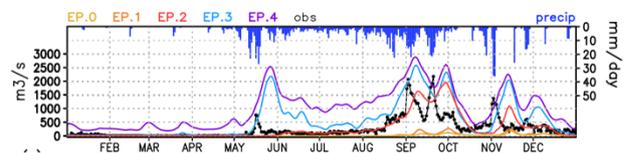


Fig. 1 Bhumibol ダム集水域での 2002 年の日降水量（棒グラフ）と日河川流量の観測値（黒点）と感度実験結果（色線）。凡例は図の上部を参照。

## 参考文献

- [1] Takata, K., et al., (2003, *Glob. Planet. Change*).
- [2] Nitta, T., et al. (2014, *J. Clim.*).
- [3] Haddeland, I., et al. (2011, *J. Hydromet.*).
- [4] Kotsuki et al. (2014, *Hydro. Res. Lett.*)
- [5] Shiraki et al. (2017, *Hydro. Res. Lett.*)

# 温暖化による日本域での気候変化と循環場との相関関係

\*伊東瑠衣<sup>1,2</sup>, 尾瀬智昭<sup>2</sup>, 遠藤洋和<sup>2</sup>, 水田亮<sup>2</sup>, 吉田康平<sup>2</sup>, 鬼頭昭雄<sup>1,2</sup>, 仲江川敏之<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 気象業務支援センター, <sup>2</sup> 気象研究所

## 1. はじめに

日本域における気候の将来変化に関する不確実性の原因を理解するため、CMIP5 マルチモデルデータを用いて、気温および降水の将来変化と循環場変化のモデル間ばらつきを日本周辺で調べた。また、より高解像度な20km格子MRI-AGCMの予測データを用いて、同様の関係が見られるか、さらにどのような違いがあるのかについて明らかにした。

## 2. 使用データ

CMIP5 マルチモデルおよびMRI-AGCM(4メンバー)による21世紀末予測(RCP8.5シナリオ)を対象に、気候指標として平均気温と平均降水量、極端指標として日降水量季節最大値(Rx1d)と夏日日数(SU)を解析した。日本域の循環場変化の指標として、海面更正気圧データに基づく西風・南風偏差指標を定義した。各指標は、CMIP5 モデル平均の世界平均昇温量(3.6°C)に規格化した値である。

## 3. 結果

図1に冬季と夏季における循環場変化のモデル間ばらつきを示す。冬季には、多くのCMIP5モデルが日本域での南西風偏差を予測しており、西高東低の冬型の気圧配置が弱まる。夏季には、各モデル予測が様々な風向に同程度に分布するため、予測の不確実性がやや大きい。アンサンブル平均では概ね西風偏差で、太平洋高気圧の日本への張り出しが弱まる傾向を示す。MRI-AGCMの変化傾向はCMIP5と概ね同様である。

CMIP5モデルにおける循環場変化のばらつきと気候指標変化の関係を探るため、8方位の風偏差成分と気候指標変化との間で相関を調べた。その結果、全季節で両者の間に有意な相関が得られた。最も強い相関を示す風向に着目すると、冬季の気温変化は、南風偏差と有意な相関( $r=0.57$ )があり、つまり、大きな南風変化を予測するモデルほど昇温量が大きくなる傾向がある。同様に、夏季の昇温量は西風偏差と有意な相関があった。さらに、冬季(夏季)は南風(南東風)変化を予測するモデルほど降水増加率が大きい傾向が見られた。

MRI-AGCMはCMIP5に比べて、冬季の昇温量を大きく予測し(図2)、南風偏差も大きい(図1)。よって、前述のCMIP5モデル間で見られた相関関係—南風偏差と昇温量の正相関—と整合する。MRI-AGCMの夏季降水量変化は、CMIP5モデル予測の10–90%タイル幅から外れている(図2)。両者の違いについて、MRI-AGCMの循環場偏差の影響とともに、台風由来の降水(CMIP5モデルでは表現が困難と考えられる)の影響も大きいことが分かった。これは、日本域の将来予測情報の作成には高解像度モデルによる台風再現が必要不可欠であることを示唆する。

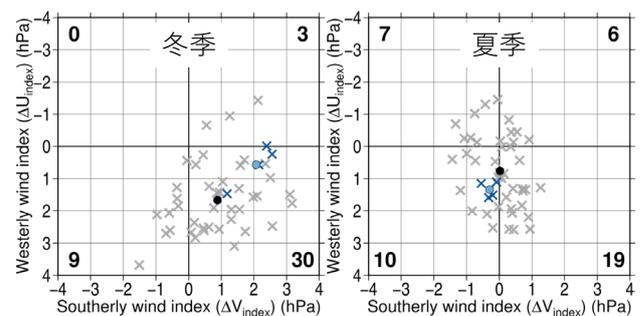


図1 日本付近の海面更正気圧データから定義した風偏差指数の予測。×印は各モデル、丸印はアンサンブル平均。黒はCMIP5、青はMRI-AGCM。

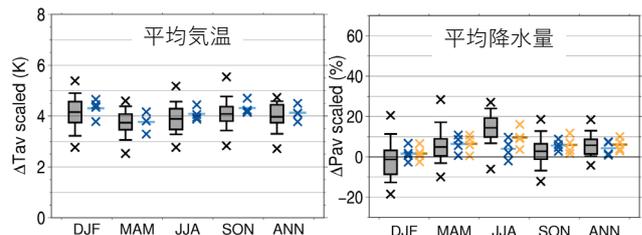


図2 日本付近の平均気候変化。黒の箱ひげはCMIP5、青はMRI-AGCM、橙はMRI-AGCMで台風由来の降水を除いた場合。

## 4. 参考文献

Ito, R., et al., 2020, *HRL*. (in revision)

## 5. 謝辞

本研究は、文科省統合プログラム(JPMXD071793556)および環境研究総合推進費(JPMEERF20192004)の下で実施した。

# 大気力学 (DY)

## 2 波長偏光ライダーによる桜島火山灰の通年観測

\* 清水厚 (国立環境研究所)、井口正人・中道治久 (京都大学防災研究所)

## はじめに

火山噴火に伴う火山灰については、その粒径によって最適な観測手段が異なってくる。電波によるレーザー観測が可能なものよりも小さな粒子 (粒径数十  $\mu\text{m}$  以下) については、光を用いた観測が不可欠となり、レーザー光を用いたライダーが遠隔計測手法として適している。日本では移流によって火山から離れた地点に到達した火山灰のライダーによる観測例 [1] が見られるが、ターゲットとする火山近傍での連続観測は少ない。本研究では桜島由来の火山灰の 2019 年中の特徴について京都大学防災研究所附属火山活動研究センター桜島火山観測所および黒神観測室に設置された 2 波長偏光ライダーによる観測結果をもとに報告する。

## 観測・解析方法

桜島火山観測所および黒神観測室に設置されたライダーは、国立環境研究所が中心となって運用されている AD-Net (Asian dust and aerosol lidar observation network) [2] のものと類似した 2 波長 (532/1064nm) 偏光 (532nm) のミー散乱ライダーである。20Hz のレーザーで 2 秒間照射/8 秒間停止のサイクルを繰り返して時間分解能 10 秒・空間分解能 6m で後方散乱強度・偏光解消度の視線方向プロファイルを取得している。桜島火山観測所のライダーは仰角 13 度で桜島南岳火口まで距離約 5.5km (東南東方向)、黒神観測室のライダーは仰角 15 度で同じく距離約 4.5km (西方向) の地点に位置する。雲による強い散乱が見られる時間帯を除いた 532nm 後方散乱強度から、ライダー比を  $S1=50\text{sr}$  に固定して Fernald 法によるインバージョンを行い、エアロゾルの消散係数を導出した。

## 結果の概要

2019 年の両ライダーによる月平均のエアロゾル消散係数プロファイルを図 1 に示す。上段が桜島火山観測所 (SVO)、中段が黒神観測室 (KUR) の結果である。下段には、鹿児島気象台による桜島の月毎の噴火回数・爆発回数・降灰量・降灰日数を示す。

火口の両側に位置する 2 台のライダーにより、視線方向のエアロゾル消散係数の分布にも差が見られる。火口直近 (SVO で 5.5km/KUR で 4.5km) では、両地点とも年間を通じて消散係数が 0.1/km を超えているが、それより手前側では SVO の場合 6/9/10 月にやや高い値が見られるのに対して、KUR では 8/9 月に値が小さい。鹿児島気象台における降灰量は 9/10 月にピークとなっており、火口からの方角が気象台に近い SVO ライダーの手前側における高濃度と対応している。鹿児島気象台における風向の出現頻度分布 (図は省略) では年間を通じて北西寄りの風が卓越しているものの、7-9

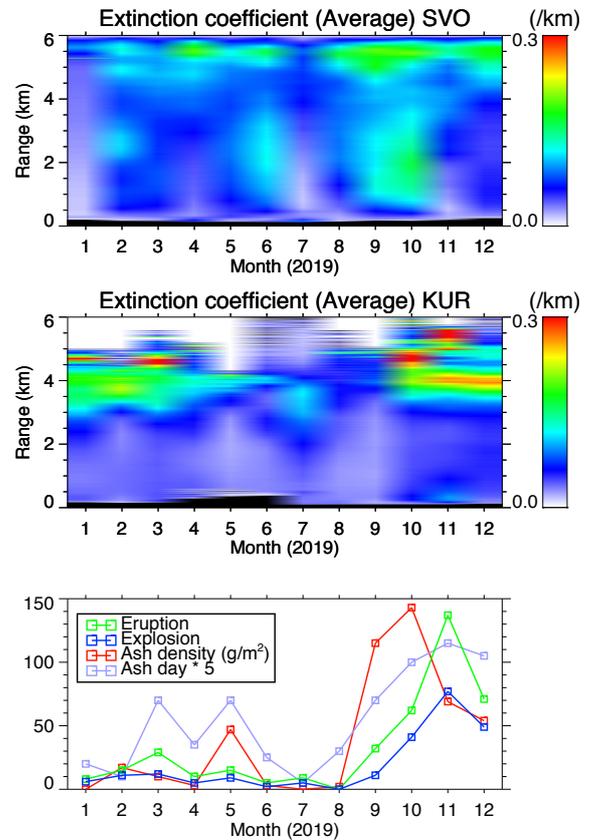


図 1: (上・中段)2 地点のライダーによる 532nm エアロゾル消散係数の月平均プロファイル (上:SVO、中:KUR)。縦軸はライダーからの距離。(下段)鹿児島気象台による噴火回数・爆発回数・降灰量・降灰日数 (5 倍) の月変化。

月にはその割合が低下しており、KUR における 7-9 月の低濃度もこれと対応しているものと考えられる。

## 今後の展望

2015 年以降のライダー観測結果と気象条件の比較から、火山灰移流の年々変動を検出すると共に、ライダーによる観測結果を火山灰輸送モデルにおける微小粒子の移流に関する検証に応用し、火山周辺域での大気環境に対する影響を明らかにしていく。

## 参考文献

- [1] 酒井ほか, 2014, 日本リモートセンシング学会誌, 34(3), 197-204  
 [2] Shimizu et al., 2016, Opt. Eng., 56(3), 031219

## 謝辞

本研究は文部科学省次世代火山研究推進事業課題 D の一部として行いました。

### 1 はじめに

モンスーン低気圧 (ML) の成長を説明するメカニズムの 1 つに Moisture Vortex Instability (MVI) がある [1]。基本渦度勾配と基本水蒸気勾配が同じ向き (北向き) の場合に ML は MVI によって成長する可能性がある。

台風内でも基本渦度勾配と基本水蒸気勾配が同じ向き (動径方向内向き) の場合がある。ここでは台風内の非軸対象擾乱の MVI による成長の可能性について考える。

### 2 支配方程式

基本渦 (台風) 下端の中心を原点とする円筒座標系  $(r, \lambda, z, t)$  を用いる。

基本方位角風を  $V = V(r)$  で表される順圧・軸対象な流れとし、基本水蒸気  $\bar{q}$  を  $d\bar{q}/dr > 0$ ,  $d\bar{q}/dz < 0$  を満たす  $r, z$  の関数とする。速度擾乱を鉛直方向に変数分離し、水平速度擾乱の流線関数と渦度を  $\hat{\psi} = \hat{\psi}(r, \lambda, t)$  と  $\hat{\zeta} = \hat{\zeta}(r, \lambda, t)$  とする。水蒸気凝結  $-\dot{q}$  を水蒸気擾乱  $q'$  によって

$$P = -\langle \dot{q} \rangle = \frac{\langle q' \rangle}{\tau}$$

のようにパラメタライズする。ただし  $\tau$  は時定数であり  $\langle \dots \rangle$  は鉛直積算であり、 $P$  は降水量の擾乱である。[1] に倣った変形の後に支配方程式は

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r} \frac{\partial}{\partial \lambda} \right) \hat{\zeta} - \frac{\beta_d}{r} \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial \lambda} = \alpha_d P$$

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r} \frac{\partial}{\partial \lambda} \right) P - \frac{\beta_q}{r} \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial \lambda} = \alpha_q \bar{M} P$$

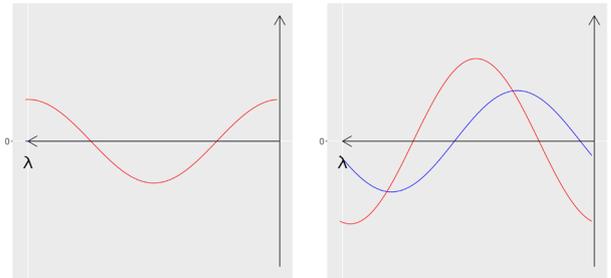
となる。ただし  $\beta_d, \beta_q, \alpha_d, \alpha_q, \bar{M}$  は、基本量によって決まる  $r$  の正関数である。

### 3 離散モデルでの解析解

基本渦度  $\bar{\zeta}$  と基本水蒸気  $\bar{q}$  が動径方向に区間一様であり  $r = r_0$  で不連続に減少する場合を考える。

$$\bar{\zeta} = \begin{cases} \zeta_0 & (r \leq r_0) \\ 0 & (r > r_0) \end{cases}, \bar{q} = \begin{cases} q_0 & (r \leq r_0) \\ q_0 - \Delta q & (r > r_0) \end{cases}$$

この場合には解析解が求まり、指数関数的に成長する固有モードと減衰する固有モードの和となる。



(a) 初期値 (初期渦度擾乱のみ)。 (b) 左図の初期値から出発する成長擾乱。

図 1: 解の例。横軸は方位角  $\lambda$ 、縦軸は擾乱の大きさである。赤線と青線はそれぞれ渦度、降水量の擾乱を表す。約 1/4 波長のずれが MVI の特徴である。

### 4 今後の課題

式変形で用いた近似の妥当性や、現実の台風にこのような成長擾乱が存在するかどうかを調べる。また近似をゆるめた場合の支配方程式、及びその成長解の可能性について調べる。

### 参考文献

[1] Adames, A. F. and Ming, Y., 2018, Interaction between water vapor and potential vorticity in synoptic-scale monsoonal disturbances: moisture vortex instability. *J. Atmos. Sci.*, **75**(6), 2083-2105.

# 回転球面上における傾圧渦の移動について

\*鈴木裕太・石岡圭一 (京大理)

## 1. はじめに

台風の進路予測は、防災上の要請からだけでなく、地球流体力学的興味からも古くから研究されている。特に、2つ以上の台風が接近した時は進路予報が外れやすく、これは『藤原の効果』として注目されているが、そのメカニズムの理解は不十分なものとなっている。

また、複数の台風の相互作用を考える以前に、現実の台風は上層に高気圧性の回転を伴う傾圧的な構造を持つため、鉛直方向の相互作用も考えなければならない。この傾圧的な構造が進路に及ぼす影響について、たとえば Wu and Emanuel(1993) では、鉛直シアのある背景風が孤立渦の進路に与える影響を、二層モデルを用いて調べた。また、Shapiro(1992) では三層モデルによって、f 平面における鉛直シア下の孤立渦の移動が調べられた。さらに Wang and Holland(1996) は、 $\sigma$  座標のプリミティブ方程式を用いて、ベータ平面における孤立渦の移動を、渦の鉛直的な相互作用に焦点を当てて調べた。

本研究の目的は、Wang and Holland(1996) の数値実験で見られた孤立渦の移動が、より単純な傾圧モデルでの再現できるか調べることである。特に、鉛直方向の自由度を極限まで下げたモデルを用いることにより、渦の鉛直方向の相互作用のより簡単な解釈ができるようになることを目指す。

## 2. 数値モデルの概要

### 2.1 支配方程式

Kitamura and Matsuda(2004) の2レベルモデルに類似した形の傾圧トイモデル方程式を用いる。これは、標準的な  $\sigma$  座標のプリミティブ方程式を出発点として、藤田・石岡 (2019) にしたがって鉛直方向にルジャンドル多項式を用いてスペクトル展開し、一次の項までを考えることによって、鉛直方向の自由度を2レベルモデルに対応させたものである。また、下端地形はフラットとし、ラム波を除くために、地表面の気圧が一定であることと、発散の傾圧モードが0であることを課している。背景温度場の構造については Wang and Holland(1996) に従っている。

### 2.2 等角射影変換によって解像度をあげる手法

本研究では、水平方向の離散化に球面スペクトル法を用いる。Schmidt(1977) によって提案された、球面座標に等角射影変換を施すことによって解像度を局所的にあげる手法を用いて、孤立渦の初期位置周辺の解像度を上げた。これによって、渦周辺の高精細な計算がより少ない計算コストで可能となっている。拡大の中心は渦の初期位置とし、拡大倍率は最大で2倍となるようにした。

### 2.3 初期値設定

Wang and Holland(1996) で用いられた孤立渦の接線風速プロファイルを参照し、相対渦度の傾圧、傾圧モードに、対応する孤立渦の分布を与えた。温度擾乱は渦度分布と傾度風バランスするように設定した。渦の中心(相対渦度最大)の初期位置は  $20^{\circ}\text{N}$  とした。

## 2.4 計算設定

水平方向の切断波数は341、時間刻み幅は21.6sで、120時間の積分を行った。前述の射影変換と組み合わせると、拡大倍率最大の位置での水平格子点間隔は約20kmとなる。

## 3. 計算結果

Wang and Holland(1996) の Fig.3(a) と比較するために、 $\sigma = 0.21, 0.79$  における渦の中心の位置の移動を図1に示す。Wang and Holland(1996) で指摘された、渦の中心軸が傾きながら反時計回りに回転する様子や、時間発展の終盤における下層の渦の北進傾向を見る事ができた。また、渦の初期位置の緯度を変える実験や、静的安定度に関連するパラメータを変える実験も行ったが、これも Wang and Holland(1996) における感度実験と整合的な結果が得られた。

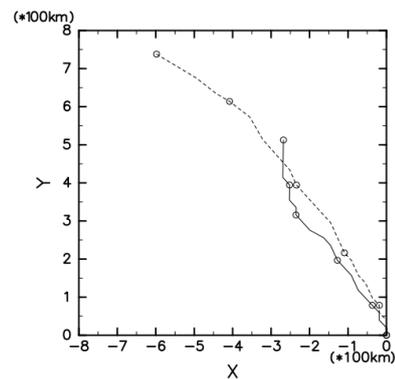


図1  $\sigma = 0.21, 0.79$  における渦の中心の軌跡。実線が下層 ( $\sigma = 0.79$ )、破線が上層 ( $\sigma = 0.21$ ) の渦中心を表す。24時間毎の位置が○で示されている。

## 4. まとめ

本研究で扱ったモデルは、相対渦度の傾圧、傾圧成分、発散の傾圧成分、温度擾乱の4つを変数とする単純なトイモデルであったが、回転球面上の傾圧渦の移動について Wang and Holland(1996) と整合的な結果を得ることができた。学会では、Wang and Holland(1996) で用いられた他のプロファイルの渦での数値実験や、同じモデルを用いた複数の渦の相互作用の数値実験についても発表する予定である。

### 参考文献

- 藤田・石岡, 2019: 日本気象学会 2019 年度秋季大会予稿集, P408  
 Kitamura, Y., and Matsuda, Y., 2004: *Fluid Dyn.*, **34**, 33–57.  
 Schmidt, F., 1977: *Beitr. Phys. Atmos.*, **50**, 211–217.  
 Shapiro, L. J., 1992: *J. Atmos. Sci.*, **49**, 140–153.  
 Wang, Y., and G. J. Holland, 1996: *J. Atmos. Sci.*, **53**, 411–427.  
 Wu, C.-C., and K. A. Emanuel, 1993: *J. Atmos. Sci.*, **50**, 62–76.

# 航空機に影響を与える乱気流の環境場の特徴

伊藤創司、宮本佳明 (慶應義塾大学)

## 1. はじめに

航空機の安全な航行を妨げる要因の1つが乱気流である。様々な機関が乱気流の予測を試みているが、発生位置・時間を精度よく予測できるシステムは存在しない。さらに発生メカニズムについても、Kelvin-Helmholtz 不安定や山岳波、対流に伴うものなどが指摘されているが、そもそも航空機に影響を与える乱気流の特徴自体が明確でない。

これまでに、過去に乱気流が報告された地点の周囲の気象場を解析し、平均的にはジェット気流の南側にある、北向きの風かつ南北風の鉛直シアが強い地点で、乱気流が発生しやすいことを示した(2020年度春季大会)。そこで本研究では、その結果を主成分分析し、乱気流の発生に本当に影響のある風の場の特徴を掴む。

## 2. 解析手法

本研究では、パイロットによる乱気流の発生報告(PIREP)とメソ客観解析データ(MANAL)の2018年1、2、3、10、11、12月分を用いて解析を行った。この期間で4781回の乱気流が報告された。そこで、MANALから乱気流発生地点を中心として $64 \times 64$ の格子を作り、その格子点上に風速と鉛直シアを対応させたデータを作成した。そのデータを用いて主成分分析を行なった。

## 3. 結果・考察

図1に、6ヶ月の全サンプルで主成分分析をした東西風 $u$ 、南北風 $v$ 、東西風の鉛直シア $\Delta u$ と南北風の鉛直シア $\Delta v$ の負荷量ベクトルを示す。

主成分分析の結果、東西風と南北風は第一主成分の寄与度が90%以上となった。どちらも負荷量ベクトルの大きさが乱気流発生地点で最も大きく、離れるほど小さくなっている。東西風は左右に伸びた楕円状の分布であるのに対し、南北風では北東・南西方向に伸びた楕円状である。東西風のシアと南北風のシアは、第一主成分の寄与度が約70%、第二主成分は約15%となった。どちらの第一主成分も東西風と南北風と似た形となっている。しかし、東西風のシアの負荷量ベクトルの最大値が少しだけ北東方向にずれている。第二主成分を見ると、東西風のシアは南側もしくは北側にいくほど負荷量ベクトルの絶対値が大きくなっている。南北風

のシアは南東側もしくは北西側にいくほど負荷量ベクトルの絶対値が大きくなっている。

以上から、東西風と南北風は中心に近いほど風の影響を大きく受け、南北風は波を描くように影響度が変化しているのがわかる。東西風のシアにおいて影響の強い風が中心の北東側にずれていたことから、発生した乱気流の下流側で遭遇していると予想できる。また、南北風のシアの第二主成分より、南東側もしくは北西側の風の影響を強く受けることから、南北風のシアの大きさが波を描くような分布になることがわかる。

## 4. まとめ

本解析の結果、日本空域で6ヶ月に発生した乱気流の風の特徴を掴むことができた。今後は、南北風のシアに注目し、代表的なサンプルを用いてシミュレーションを行っていく。また、平均的な場から乱気流が発生するのも確かめていきたい。

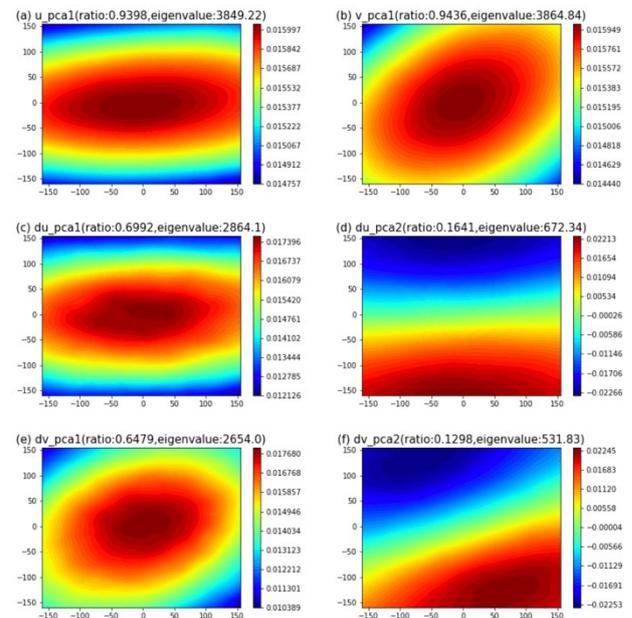


図1 解析期間で主成分分析した乱気流発生地点(0,0)を中心とした風と鉛直シア。縦軸と横軸はそれぞれ緯度・経度を示す。(a)東西風の第一主成分,(b)南北風の第一主成分,(c)東西風の鉛直シアの第一主成分,(d)東西風の鉛直シアの第二主成分,(e)南北風の鉛直シアの第一主成分,(f)南北風の鉛直シアの第二主成分

2019年10月25日の東日本の大雨位置に対するCADの影響

\*小原 涼太, 岩崎 俊樹, 山崎 剛 (東北大学大学院理学研究科), 鈴木 健斗(気象庁)

1. はじめに

2019年10月25日は, 千葉県を中心とする東日本太平洋側で記録的な大雨となった. 本事例では, 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及び東から流れ込む暖気との間で明瞭な前線が形成された. 活発な降水はこの前線付近で生じており, CADの寒気の張り出しの程度が降水の位置決定に重要な役割を果たしたと考えられる. 前日の気象庁のMSMの予想では降水が実際より北西側に予想されていたことを念頭に置き, 本研究では前線と降水の位置に対する地形の効果および境界層スキームの違いによる影響を数値モデルを用いた感度実験により調べた.

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. 気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用い, 図1に示す領域で水平解像度3kmの4つの数値実験①MO\_MYNN3, ②MO\_Deardorff, ③EO\_MYNN3, ④EO\_Deardorffを行った(命名規則は{用いた地形}\_{用いた境界層スキーム}). MO, EOは鈴木(2019)<sup>[1]</sup>で用いられた方法でGTOPO30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. 10月24日21JSTを初期時刻として24時間後まで計算を行った. 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.

3. 結果

計算された10月25日06JSTから21JSTまでの15時間積算降水量, レーダー合成雨量から求めた15時間積算雨量, 975hPa面における294Kの等温位線(寒気先端の温位傾度帯暖気側の等温位線)を図2に示す. 同じ境界層スキームではEnvelope Orographyの方が等温位線, 強い降水域ともにより南東に計算されており, これはMargulesの原理に基づく鈴木(2019)<sup>[1]</sup>の解釈と整合的である. また, 同じ地形の条件下では, Deardorffスキームで等温位線がより南東に計算され, Envelope Orographyでは降水域もより南東に計算されている. このように, Envelope OrographyやDeardorffスキームを用いることで降水位置は実際の位置に近づくが, どの数値実験でも降水量は過小であった. そこで初期時刻を10月25日06JSTとした解像度1kmの追加実験を行ったところEnvelope OrographyやDeardorffスキームで前線位置と降水位置がより南東に表現される同様の傾向が見られ, 降水量の再現は過小であるものの改善した(図略).

4. 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, 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MSMの予想降水位置のずれに影響したと考えられる.

参考文献

[1] 鈴木 健斗, 2019, 第21回非静力学モデルに関するワークショップ予稿集 p 14-15.

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.

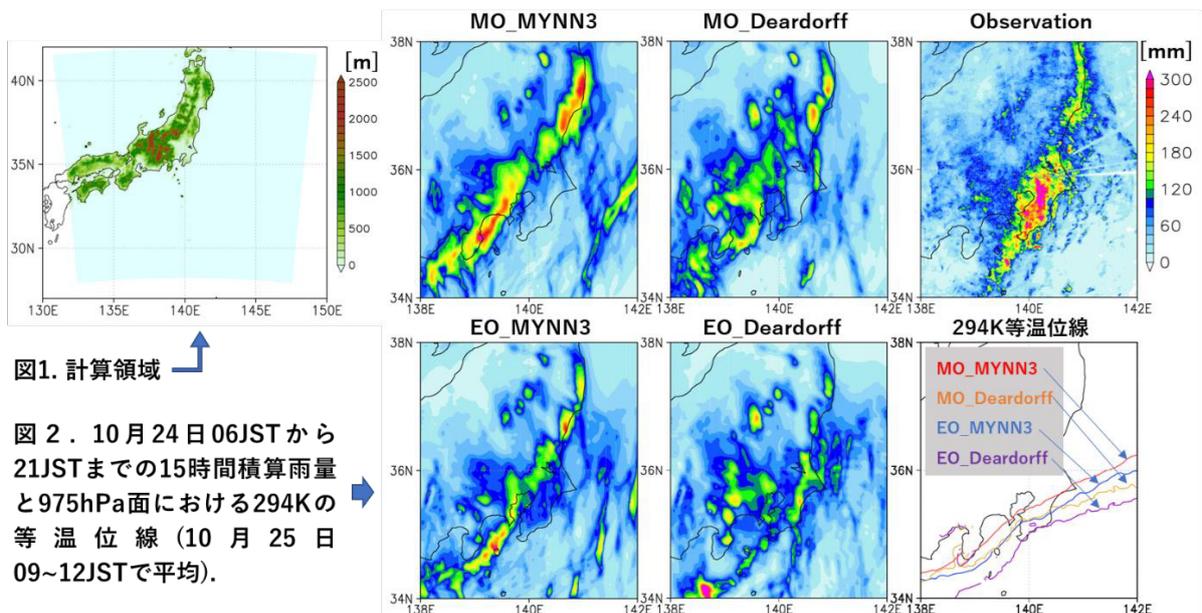


図1. 計算領域

図2. 10月24日06JSTから21JSTまでの15時間積算雨量と975hPa面における294Kの等温位線(10月25日09~12JSTで平均).

# 台風に伴う北向き非地衡風による鉛直流

\*松信匠 (筑波大学),

斉藤和雄(東京大学大気海洋研究所/気象研究所/気象業務支援センター)

## 1. はじめに

台風が日本の南海上にあるときに本土で大雨が降ることがあり、PRE と呼ばれる現象として知られている。Saito (2019) [1] は 2009 年 10 月に接近した台風 18 号について JMA-NHM を用いた再現実験を行い、台風接近時に西日本の上層で観測された等高線を横切るように吹く顕著な北向きの非地衡風が、水平風の加速度成分による力学的成因で説明できることを示した。また、Saito and Matsunobu (2020)[2] は上記の事例について北向き水蒸気フラックスについて解析し、西日本の南海上で非地衡風成分に相当する水蒸気を取り除くと西日本での降水が大きく減少することを感度実験によって示した。この実験は上層水蒸気の影響のみを調べたものであった。ここでは上記事例を対象に、台風に伴う非地衡風による 2 次循環がもたらす鉛直流について解析を行った。

## 2. 非地衡風成分による鉛直流

図 1 左に 2009 年 10 月 6 日 18UTC のメソ解析を初期時刻とする JMA-NHM による 9 時間予報の積算降水量を示す。四国地方の南海上の遠隔降水がよく再現されている。この時間の非地衡風の 2 次循環に伴う鉛直流を、非地衡風成分の水平発散を Saito (1994) [3] に基づき鉛直積分することにより求めた。図 1 右は高度約 5km の非地衡風成分とそれによる鉛直流の水平分布で、本州南岸で非地衡風成分による鉛直流が広く正の分布を示した。

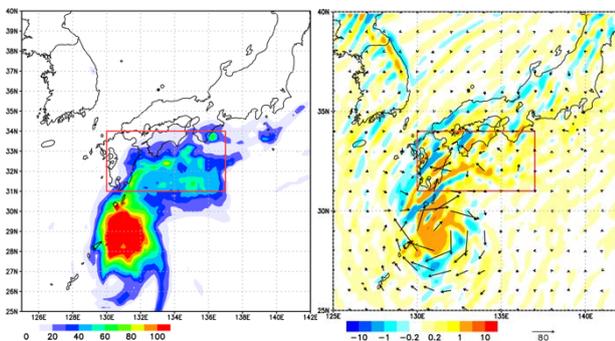


図 1 左) 2009 年 10 月 6 日 18UTC を初期時刻とした 9 時間予報における積算降水量。右)  $z^*=5.05\text{km}$  の非地衡風成分(ベクトル)とそれによる鉛直流 (カラーシェード、水平方向にスムージングをかけている)。

[2]で遠隔降水地域と定義した図 1 赤枠(130-137E, 31-34N) で平均した鉛直流は、再現実験 3 時間予報から 12 時間予報まで一貫して 0.1 から 0.2 m/s 程度の正であり(図 2(左))、鉛直方向には地上から対流圏界面付近まで非地衡風成分による鉛直流への大きな寄与が見られた(図 3(左))。

ここで示した非地衡風に伴う鉛直流は、降水によって起こるものを含んでいるので、力学的成因による非地衡風の寄与を見積もるため、ドライモデルの結果についても解析した。非地衡風成分による鉛直流は、ドライモデル実験では大幅に弱くなるが、(図 2(右))、高度 8km より下層では正となっており(図 2, 3 (右))、力学的成因による非地衡風の 2 次循環が降水を強化するのに寄与していることが示唆される。今後、力学的成因による非地衡風による鉛直流が降水をどの程度強化しているかについて、感度実験で調べる予定である。

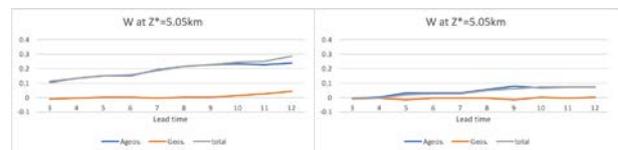


図 2 図 1 赤枠領域で平均した標準実験(左)とドライモデル実験(右)の  $z^*=5.05\text{km}$  の非地衡風成分による鉛直流の時系列。青が非地衡風成分、橙が地衡風成分、灰が合計を示す。

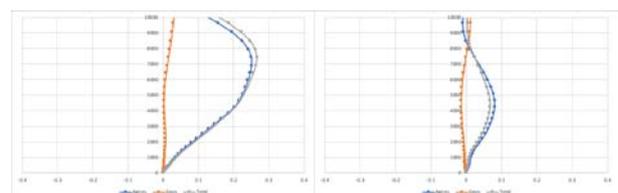


図 3 9 時間予報における標準実験(左)とドライモデル実験(右)の非地衡風成分(青)、地衡風成分(橙)、合計(灰)による鉛直流(m/s)の鉛直プロファイル。

## 参考文献

- [1] Saito, K., 2019, On the northward ageostrophic winds associated with a tropical cyclone. *SOLA*, 15, 222-227.
- [2] Saito, K. and T. Matsunobu, 2020, Northward moisture transport associated with a tropical cyclone and its impact on PRE. *SOLA* (submitted).
- [3] Saito, K., 1994, A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan, part 3: numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multi-nested model, *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 301-329.

# 高解像度ハイトップ大気大循環モデルを用いた成層圏突然昇温時の全中層大気の力学変動の研究

\*奥井晴香、佐藤薫、小新大 (東大院理)、渡辺真吾 (JAMSTEC)

## 1. はじめに

成層圏突然昇温(SSW)は、冬半球成層圏に大振幅のプラネタリー波(PW)が入り強い波強制を与えることで、極域の気温が数日で数十Kも上昇する現象である [e.g., Matsuno 1971 JAS]。SSW時に下降した成層圏界面は、その後消滅して高高度(約80km)で再形成され、通常の成層圏界面高度まで下降する場合があります、これはelevated stratopause (ES) と呼ばれる[e.g., Siskind et al. 2007 GRL]。ES形成での重力波(GW)やPWの役割については盛んに調べられているが [e.g., Tomikawa et al. 2012 JGR; Limpasuvan et al. 2012 JASTP]、十分解明されていない。また、Yamashita et al. [2013 JGR] は、パラメタリゼーションでは表現されないGWの斜め方向伝播 [Sato et al. 2009 GRL] のES形成時の重要性を示した。中層大気ではPWとGWの協働が重要であり [Sato and Nomoto 2015]、現象に対する各波成分の寄与や相互作用を定量的に解析する必要がある。そこで本研究では、下部熱圏までの高度領域を含み重力波を解像できる大気大循環モデル(GCM)による再現実験出力結果を用いて、SSWに伴う中層大気の応答を定量的に解析する。

## 2. 方法・使用データ

地表から下部熱圏までを含む重力波解像 GCM、Japanese Atmospheric General circulation model for Upper Atmosphere Research (JAGUAR) [Watanabe and Miyahara 2009 JGR] による 2018/19 年に発生した大規模な SSW の再現実験出力データを用いて、中層大気の SSW 応答機構を解析した。この計算では、中解像度 (T42L124) のモデルで観測データ同化を行い作成した解析値を初期値としている [Koshin et al. 2020 GMD]。PW を東西波数  $s=1\sim3$  の成分、中間規模波を  $s>3$ 、水平全波数  $n<21$  の成分、GW を  $n=21\sim639$  の成分として定義し、解析した。解析には、transformed Eulerian mean primitive 方程式系、Kinoshita et al. [2019 JAS] の 3次元波活動度フラックスと残差鉛直流  $\bar{w}^*$ 、Lait [1994 JAS] の MPV を用いた。

## 3. 結果・考察

SSW の onset は 2019 年 1 月 1 日に起こった。下降した成層圏界面が消失する以前の 2018 年 12 月 28 日頃、高度約 85 km に温度極大が生じていた (図 1a)。この 2

つの温度極大が存在する構造は、2重の成層圏界面(double stratopauses; DS) とみなすことができる。また、本イベントでは 1 月 10 日頃に ES が生じていた。そこで、DS および ES の成因について詳しく調べた。

まず、DS 形成の 7 日ほど前から中緯度中間圏に西風が存在し、その上下に負と正の GW 強制が斜めに分布していた (図 1b①)。これらに挟まれた領域では  $\bar{w}^* < 0$  が卓越し、この下方で静的安定度  $N^2$  および  $N^2$  に比例する MPV の極大が生じた (図 1b②)。この高緯度側で PW 強制が正となった後、強い負の PW 強制が中間圏下部熱圏 (MLT) に見られた。これらは、順圧/傾圧不安定により励起された PW の上方伝播・砕波を示唆する。この負の PW 強制が下降流を駆動し、DS が形成されたと考えられる (図 1b③)。ES 形成時には、冬極域中間圏において西風が回復し、その上方で PW と GW が同程度の強さの負の強制を与えていた。これらが極域 MLT の下降流を駆動し、ES が形成されたと考えられる。

このように、ES の高度は PW と GW の鉛直伝播状況に依るため、極域中間圏で回復した西風の高度に依存する。西風は、極域の放射冷却により、温度風平衡を保つように回復すると考えられる。DS に伴って形成された温度極小が存在する高度 70~80 km では、気温の緯度勾配が負で大きくなる。これが、西風の回復高度に影響したものと考えられる。

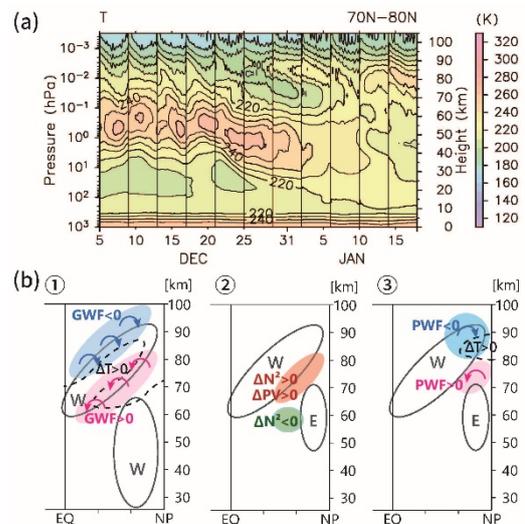


図 1 (a) 東西平均・北緯 70~80° 領域平均気温の時間高度断面図。(b) DS 形成過程の概念図。

# 環境気象 (EM)

## 日本列島近海海面水温の上昇傾向

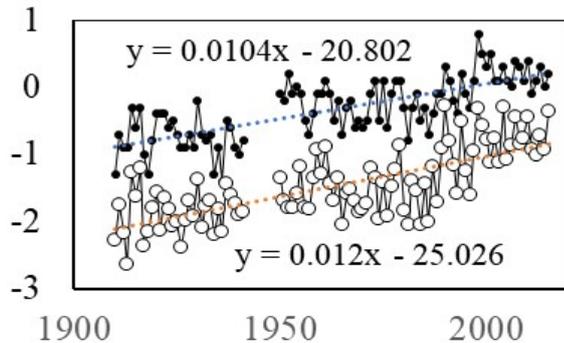
\*今清水雄二 (無所属), (元秋田大学鉱業博物館),  
Former teacher of Mining Museum at Akita University

### 1. はじめに

近年の日本列島を襲う異常な集中豪雨の拡大傾向が懸念される。本稿はその要因について論考する。

### 2. 日本近海海面水温の長期変化傾向

第1図<sup>1)</sup>は、日本近海域の海面水温(黒)と日本国域の平均気温(白)の経年変化のグラフ(統計期間:1910~2015年);上昇率:1.04°C/100年, 1.22°C/100年, である。ほぼ同じ統計期間の世界の全海域の平均海面水温と年平均気温の経年変化データ:上昇率0.56°C/100年, 0.73°C/100年に比べて大きい。



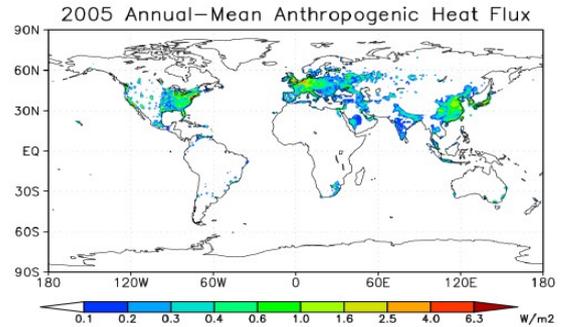
第1図<sup>1)</sup>1910(1900)年から2015年の日本国域の年平均気温(白), 近海海域海面水温(黒)の経年変化、相関係数:0.86

これは、気象庁ホーム>各種データ・資料>海洋の健康診断表>地球温暖化に関する診断表、データ>(日本近海)の海面水温に関する長期変化傾向の記事:2019年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)の上昇率は、+1.14°C/100年である。この上昇率は、世界全体や北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率(それぞれ+0.55°C/100年、+0.53°C/100年)より大きい。にほぼ一致する。

本稿では、近年の日本列島における異常な集中豪雨の原因として、日本近海の海面水温上昇傾向の可能性を従来の地球温暖化論のモデル右段の第2&3図および第1表)により考察する。

### 参考文献

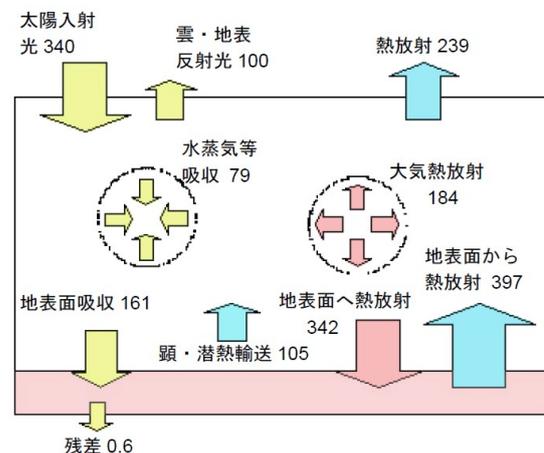
[1] 今清水雄二: JSA 第22回総合学術会議 in 沖縄 H2 分科会講演資料 p3



第2図 世界のAHF(人工熱流束)分布<sup>2)</sup>

第1表 AHF 値<sup>2,3)</sup>(世界平均と高い地域), 放射強制力

国名(領域)	排熱流束 $\Delta F_{E\uparrow}$ [Wm <sup>-2</sup> ] (2005)	CO <sub>2</sub> 年間放射強制力 $\Delta F_{R\downarrow}$ [Wm <sup>-2</sup> ]
世界(全球)	0.029	0.028
日本(列島)	0.13**~1.68	同上
米国(図2)	0.39	同上
欧州(図2)	0.68	同上
中国(図2)	0.22	同上



第3図 地球大気の太陽光エネルギー収支モデル<sup>4)</sup>

$$342 = \Delta F_{R\downarrow} + 79 + \Delta F_{E\uparrow} \quad (\Delta F_{E\uparrow} = 105, \Delta F_{R\downarrow} = 158(-18^\circ\text{C})) \quad (1)$$

$$\Delta F_{R\downarrow} = 342 + \delta\Delta F_{R\downarrow} + \delta\Delta F_{E\uparrow} \quad (\delta\Delta F_{E\uparrow} = \delta\Delta F_{E\uparrow} + \delta\Delta F_{E\uparrow}) \quad (2)$$

[2] Flanner, M.G.: Integrating anthropogenic heat flux with global climate models, Geophys. Res. Lett. . 36, L02801, 2009

[3] [2]+著者推計: [1] p14 世界と日本国域の温暖化因子の強さ

[4] 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)

# 山岳道路における気象観測値、画像情報のデータ傾向分析に基づく 冬季視程障害の支配的気象パラメータの抽出

北村啓太郎, 千葉有咲, 落合達也, 西村晋也 (アジア航測)

## 1. はじめに

山岳道路では、地吹雪による視程障害や雪崩等の雪害、路面凍結に伴う事故、スタックによる車両滞留などに対するリスクマネジメントとして、防雪柵、視線誘導標等の交通安全施設のほか、日常の巡回や気象観測機器、CCTVカメラを用いた継続監視による除雪と運転者への情報提供が重要な役割を担う。

本報告では、路線固有の気象・雪氷特性を把握し、視程障害のリスク低減を図る目的で、気象観測値とCCTVカメラの画像情報を時系列データとして分析した結果に基づき、視程障害の発生に寄与する支配的気象パラメータの抽出・活用方法について論じる。

## 2. 気象観測値と画像情報の時系列データ結合

使用したデータは、奥羽脊梁山脈の県境部を横断する山岳道路沿線に設置された観測局で、2017年12月～2020年3月の冬季3期間に記録・保管された10分毎の気象観測値と道路管理用CCTVカメラの静止画像である。

本研究では深層学習を応用したpix2pix[1]の手法により、画像の特徴から4段階の視程障害レベルA～Dを判別した[2]。区分A、Bは運転者の視認性に影響しうる重度な視程障害と捉えられ、区分Cは比較的軽微である。区分Dに視程障害は認められない。

判別結果は、観測局の視程計測値と相関があり、F値0.9の精度を確認した。区分A、Bの約8割が視程計測値200m以下に収束し(図1)、気温、最大瞬間風速、降雪強度(直前1時間の積雪量を置換)の3項目が区分Dの母集合と特徴的に離隔した。

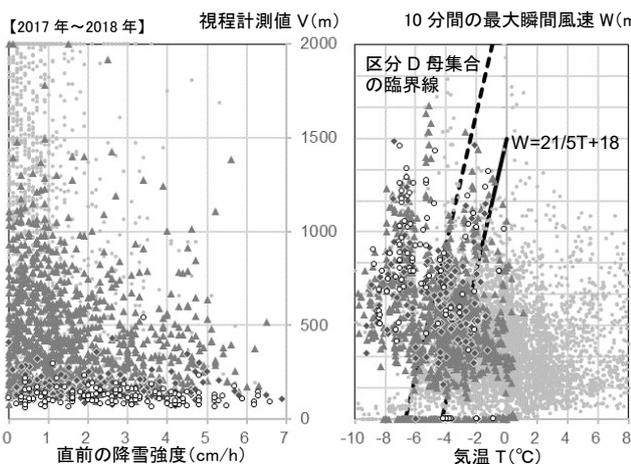


図1 降雪強度-視程値と気温-最大瞬間風速の投影

## 3. 視程障害の支配的な気象パラメータの抽出

深層学習を応用し機械的に視程障害レベルを判別した結果、気温-最大瞬間風速の投影図にD母集合の臨界線が見出せた。当図の特徴から視程障害の支配的気象パラメータKとして、(式1)を導いた。

$$K = W - 21/5T \quad \dots (式1)$$

Kは一次関数の切片に相当し、ある時刻t(10分毎の観測)のT(°C)、W(m/s)がK>18を満たす領域に、視程障害レベルA、Bの約8割が分布する。

K値の時間変化には連続性があり(図2)、K>18継続期間は、重度な視程障害が瞬間的または断続的の2パターンで発生する特徴がある。当該継続期間を1回と計数すると、2017年12月～2018年3月に55回発生し、18回の重度な視程障害を検知した。この時、相対湿度の観測値も70～74%の狭い範囲で推移するという特異な傾向も認められた。なお、当年のK>18継続期間は、全体の39%に限定される。

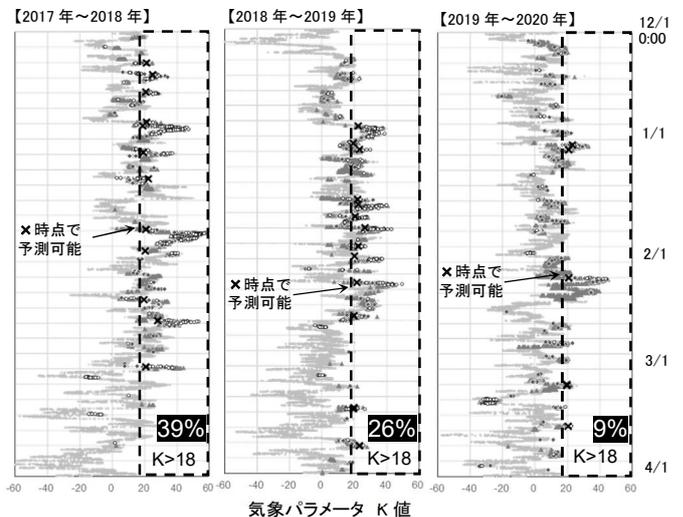


図2 K値の時間変化

(縦軸は2017年～2020年冬季の時間軸、横軸はK値)

## 4. K値を活用した視程障害の発生予測

10分毎のK値の半リアルタイム監視は、重度の視程障害の発生予測に有効である(確率33-51%)。無条件の発生確率は3%、K>18到達後1時間以内に重度の視程障害が発生する(手遅れ)確率は15%と低く、K値を活用した当予測手法で、各年の最も長く重度の視程障害が続いた“リスク帯”の発生を事前に検出することができた(図2の×時点で予測)。

令和最初の冬は、積雪の少ない特異な条件だったが(K>18:9%)、重度な視程障害を捉えられた。

今後は、当予測手法とIoT技術を融合したリアルタイム監視の社会実装に貢献したいと考えている。

## 参考文献

- [1] Phillip-Isola et al., 2016, Image-to-image translation with conditional adversarial networks, arXiv preprint arXiv:1611.07004
- [2] 北村啓太郎, 千葉有咲, 落合達也, 西村晋也 (2019), AI画像判別を用いた冬季視程障害の予測に関する検討, 雪氷研究大会予稿集, pp.276

# 人間活動の偏在による災害・環境諸問題の深刻化

\*山中 大学・甲山 治・杉原 薫（総合地球環境学研究所）

## 1. はじめに

熱帯～温帯の海岸付近（陸海空 3 圏の境界）では、物理量の変化が大きく純水（河川・降雨）の供給も集中し、多様な生物圏が作られ、人類もまたここに偏在して農業、漁業、交通を営み、権力・富・設備・人材・情報を集約した巨大都市（megacity）を構築してきた。このような人間活動の偏在が、近年の自然災害多発、経済格差、環境汚染、感染症蔓延の背景となっている。

## 2. 平均対人距離(MPD)

本研究では、人間活動の偏在を表す指標「平均対人距離」(mean personal distance = MPD) を、人口密度の逆数の平方根として定義する。MPD は「人口面積ダイヤグラム」(図 1) 上の斜め直線として表され、地球上の全陸地については  $(77 \text{ 億}/1.5 \text{ 億 km}^2)^{-1/2} \approx 140 \text{ m}$  でインドネシア泥炭開拓地とほぼ同程度であるが、東京都は 12 m、ジャカルタ都は 8 m で、各都心繁華街や通勤交通機関ではさらに小さい。自然災害やテロに対するリスクは、MPD が小さいほど高い。最近の COVID-19 に対する social distancing は、MPD < 1~2 m で感染リスクが生じることに対応している。個々人は毎日図 1 上を移動し、その間に積分されたリスクに瀕している。

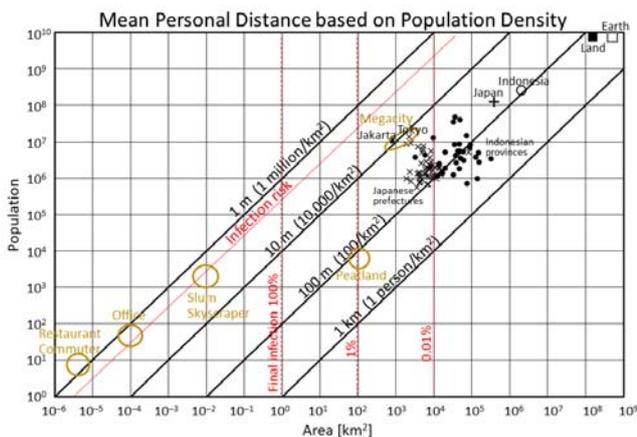


図 1 人口(横軸)・面積(縦軸)ダイヤグラム。全人類の全地球(□)・陸地(■)分布, 日本(+)47 都道府県(×), インドネシア(○)34 州(●)および巨大都市・職場等の概略値(茶○), 「平均対人距離」(MPD)と人口密度の等値線, COVID-19 飛沫感染リスクと総感染者数分布(図 2)から得られる最終感染率(赤)を示す。

## 3. COVID-19 総感染者数の MPD 依存性

2020 年 3~5 月 COVID-19 に際しての自粛（鎖国・都市封鎖）で人々は住居近くで日用品購入など限定的な活動を行い、その範囲内で少数の super-spreader が感染を拡大した。総感染者数 = 人口 × 感染率 = 人口密度 × 面積 × 感染率 =  $\text{MPD}^{-2} \times \text{面積} \times \text{感染率}$  という関係が、日本 47 都道府県, インドネシア 34 州, 欧州 (WHO 区分) 54 国, 米国 55 州・領土について土地利用形態や貧富格差、解析対象面積の違いにも拘らず第一義的に成立する(図 2)。日本では 5 月末に感染率 × 地域面積 ~ 1 km<sup>2</sup>, つまりこの面積程度の全住民感染で一旦収束した。この値はインドネシアでやや大きく、欧米では 2 桁ほど大きい。北海道やインドネシア泥炭地域は、支庁別など下位行政単位にすると他と似た分布になる。日本の 6 月以降の「第二波」や、東京都下 62 区市町村の分布は  $\text{MPD}^{-3}$  に近い分布で、最終感染面積あるいは面積固定時の感染率が  $\text{MPD}^{-1}$  に依存することを示唆する。

## 4. おわりに

前節で示唆された面積 1 km<sup>2</sup> 程度の間隔の「街路の social distancing」は、感染症に限らず自然災害に対しても有用である。日本各地で甚大な被害を出している局所的な豪雨に対する避難所や医療施設の配置なども、感染症対応と共に総合的に考えていくべき時期である。

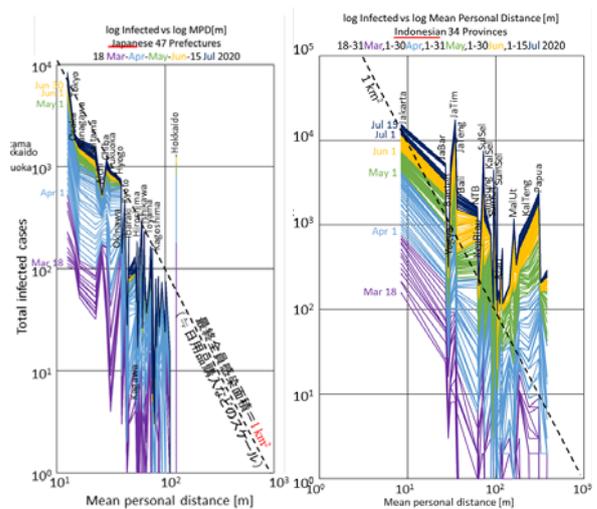


図 2 日本 47 都道府県 (左) およびインドネシア 34 州 (右) の COVID-19 総感染者数の MPD 依存性 (紫: 3 月 18 日以降, 青: 4 月, 緑: 5 月, 黄: 6 月, 紺: 7 月前半)

# 夏季街区内の微気候が歩行者経路選択に与える影響

\*畔上泰彦 (株式会社竹中工務店), 今西美音子 (株式会社竹中工務店),  
藤原邦彦 (株式会社竹中工務店), 日下博幸(筑波大学)

## 1. はじめに

近年の夏季は人命に関わるような酷暑が頻発し、そうした温熱環境は街区内の行動選択にも影響することが推察される。そこで、本研究は夏季街区内の微気候が歩行者の経路選択に与える影響について調査する。

## 2. 実験概要

街区内の微気候が歩行者に与える影響を調査するため、被験者追跡実験を行った。実施時期は2019年8月2日、被験者は20代~60代の男女19名(男性10名、女性9名)、実測エリアは日本橋・八重洲エリアである。スタート地点からゴール地点まで途中経路を自由に選択し歩行させ、経路選択が生じた際にその選択理由や、歩道内で歩行位置を変えた理由を被験者に回答させた。また、歩行中に思った事や感じたことを自由に発言させ、歩行中に何に注目しているかも記録した。街区内では微気候観測として定点観測・移動観測とサーモカメラによる撮影を行った。定点観測、移動観測では、気温、湿度、水平面全天日射量、黒球温度、風速の5項目を測定した。

## 3. 街区内の微気象観測の結果

歩行環境の温冷感を評価するために、SET\*の計算を行った。その結果、日向では暑さ限界[1]である40°Cを超える42.5°Cを示し、非常に不快な環境であることが分かった。一方、緑陰でのSET\*は36.3°Cであり、温冷感指標としては暑いに該当するものの、温熱環境は日向よりも良い。また、日射シミュレーションを行った結果、日向での直達日射が約800W/m<sup>2</sup>なのに対し、日陰では約300W/m<sup>2</sup>と大きな差がある。さらに、熱画像の結果からも日向は非常に厳しい温熱環境であることが明らかとなった。

## 4. 経路選択理由の結果

被験者の経路選択理由を図1に示す。経路選択に関する発言は計273あり、その内容に応じて7つの項目に分類した。その結果、「日陰だから」という理由が28.2%と最も多く、夏季の歩行時は日射の強弱で経路選択をする人が多いことが明らかとなった。また、男女別や年代別での結果を見ても「日陰だから」という理由が最も多く、性別や年齢問わず日射の強弱が歩行者の経路選択に大きな影響を与えていることが分かった。

また、歩道内での歩行位置を変えた理由の結果を見ても、全90発言のうち「日陰だから」が21.7%を占め、経路選択だけではなく、同じ歩道の中でもより日射の弱い歩行環境を求めていることが分かった。

## 5. 選択された経路の結果

各被験者が選択した経路を図2に示す。この図を見ると、八重洲通り南側⇒昭和通り西側の経路を選択する被験者が5名と最も多い。八重洲通りは東西道路であり、通りの南北で日射の強弱が明瞭に分かれており、多くの被験者が日射を避けるために日陰である南側歩道を選択した。また、昭和通りは南北道路であり、東西の歩道には街路樹が配置されている。両歩道とも緑陰があるが、時間帯により西側歩道のみ、緑陰+建物陰ができており、緑陰だけの東側歩道よりもより日射の少ない西側歩道が選択された可能性が大きい。

## 6. まとめ

夏季街区内の微気候が歩行者の経路選択に与える影響を調査した。その結果、夏季の晴天条件の街区においては、7項目に分類した経路選択理由の中で「日射の有無」が28.2%と最も大きい割合を占めた。

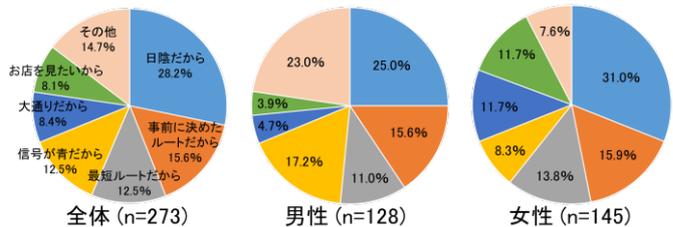


図1 経路選択理由分類。

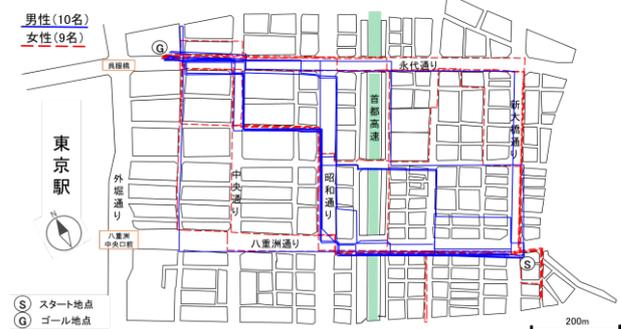


図2 被験者歩行軌跡図。

## 参考文献

- [1] Gagge, A. Pharo, et al., 1986, ASHRAE trans, **92**, 709-731.

# 長野県のカラマツ林における葉群フェノロジーと積算気温の関係の地域性

\*栗林正俊(長野県環境保全研究所), 小熊宏之(国立環境研究所), 井波明宏(筑波大学), 田中健太(筑波大学), 金井隆治(筑波大学)

## 1. はじめに

2019年12月、長野県は全都道府県で初めて気候非常事態を宣言し、2050年のゼロカーボン実現を目指している。カラマツは長野県の人工林の半分以上を占める落葉針葉樹で、地域の森林吸収源対策を進める上で重要な樹種である。展葉や落葉といった葉群フェノロジーは積算気温と関係があり、その関係は標高に応じて異なる(只木ら, 1994)。温暖化が進むと、葉群フェノロジーも変化する可能性があり、将来のカラマツ林の炭素収支を予測する上で、地域特性に応じた葉群フェノロジーと積算気温の関係式を評価することは重要である。本研究ではこの関係を評価することを目的とする。

## 2. 方法

観測地点は、長野県林業総合センター(林総セ)、長野県環境保全研究所(環保研)、筑波大学菅平高原実験所(菅平)、筑波大学川上演習林(川上)の4つのカラマツ林とした(表1)。各地点に温度計と魚眼レンズの一眼レフカメラを設置し、気温10分値と6時間毎の樹冠画像を自動で取得した。樹冠画像はLIA32により二値化処理して日々の植物面積指数(PAI)を推定し、PAIが7日以上連続で上昇する最初(最後)の日を展葉開始(完了)日と定義した。積算気温はNagai et al. (2015)に基づいて、展葉季は日平均気温( $T_a$ )が $2^{\circ}\text{C}$ 以上の日の( $T_a - 2$ )の積算、落葉季は $T_a$ が $18^{\circ}\text{C}$ 以下の日の( $T_a - 18$ )の積算とした。環保研ではLAI-2200によるPAIの手動観測も実施した。

## 3. 結果と考察

各観測点におけるPAIの季節変化からは、標高が高いほど生育期間が短い傾向がうかがえる(図1)。2019年の落葉開始日は川上が9/21なのに対し林総セが11/7で1ヵ月半の差があるが、2020年の展葉完了日はどの地点も5/20から6/1までの間になっており、展葉よりも落葉の方が地域差は大きい(表1)。ただし、展葉・落葉と積算気温の関係には標高依存性は見られず、地点間のばらつきも展葉と落葉で大きな差はなかった。今後、観測を継続して複数年の結果を解析することが課題である。環保研においてLAI-2200で観測したPAIは、カメラから推定した値よりも高いが、季節変化は一致した。LAI-2200のPAIは2019/10/12に約1.0減少しているが、これは令和元年東日本台風による落枝の影響で、2020年の値も2019年に比べて低い値で推移している。

表1 観測地点の標高、および2019年落葉季と2020年展葉季の開始日・完了日の積算気温。

地点	標高 (m)	2019年落葉季の( $T_a - 18$ )		2020年展葉季の( $T_a - 2$ )	
		開始日 ( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{日}$ )	完了日 ( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{日}$ )	開始日 ( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{日}$ )	完了日 ( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{日}$ )
川上	1559	9/21 -57	11/1 -334	5/13 224	6/1 392
菅平	1348	10/26 -261	11/18 -559	4/26 78	5/28 370
環保研	1030	10/21 -148	11/19 -460	4/30 150	5/20 381
林総セ	888	11/7 -259	11/29 -521	欠測	5/23 573

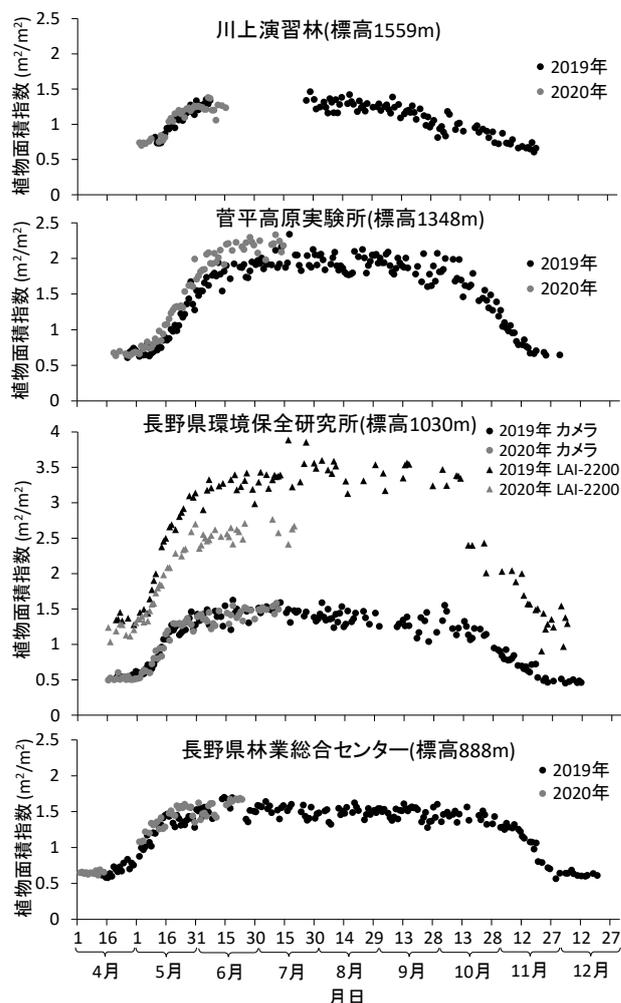


図1 各観測点における植物面積指数(PAI)の季節変化。丸印はカメラ、三角印はLAI-2200により観測。

## 謝辞

本研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進費(JPMEERF20182R03)により実施した。

## 参考文献

- 只木ら(1994) 日本生態学会誌, 44, 305-314.  
Nagai et al. (2015) *Int. J. Biometeorol.* 59, 47-54.

# 日本全国の各市区町村を対象とした 熱中症救急搬送者数の将来予測

\*佐藤亮吾<sup>1</sup>, 日下博幸<sup>2</sup>, 佐藤拓人<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>筑波大学生命環境科学研究科 <sup>2</sup>筑波大学計算科学研究センター)

## 1. はじめに

現在, 日本では暑熱環境の悪化に伴う熱中症患者数の増加が大きな社会問題となりつつある. 今後, 温暖化が進行すれば, このような熱中症による人的被害がさらに深刻化することが懸念されるため, そのリスク評価を行うことが急務である. そのリスクのひとつとして, 救急医療体制への負荷の増大が挙げられる. しかし, 熱中症リスクの将来予測に関する先行研究では, 専ら死亡者数を対象としたものが多く, 救急医療体制への負荷についての議論は不十分である.

そこで, 本研究では, 熱中症救急搬送者数 (以下, 搬送者数と呼ぶ) を予測するモデルを用いて, 救急医療体制への負荷の評価に資する, 日本全国市区町村別の搬送者数の将来予測を行った.

## 2. 手法

搬送者数の将来予測には, 搬送者数の日別値を目的変数とし, 日最高気温を説明変数とする予測モデル[1]を用いた. 日最高気温データは, 将来気候予測データセットである NARO2017-V2.7r から取得した[2]. 排出シナリオは RCP2.6 および RCP8.5, GCM は GFDL-CM3, HadGEM2-ES, MIROC5, MRI-CGCM3 を選択した. 期間は 1981~2000 年 (現在), 2031~2050 年 (近未来), 2081~2100 年 (21 世紀末) の 3 期間とした.

## 3. 結果

まず, 将来にわたって人口動態が変化しないと仮定して予測を行った. その結果, 近未来の日本全国の搬送者数は, RCP2.6 シナリオでは 1.3~2.9 倍, RCP8.5 シナリオでは 1.5~3.3 倍に増加する (それぞれ現在比) と予測された. また, 21 世紀末では, RCP2.6 シナリオで 1.4~3.3 倍, RCP8.5 シナリオで 3.2~13.5 倍に増加する (それぞれ現在比) と予測された.

続いて, 2040 年の将来推計人口に基づいて, 人口動態の変化を考慮した予測を行った. RCP8.5 近未来気候下における搬送者数増加率は, 北海道や関東で特に高い (図 1). 北海道では, 他の地域に比べて気温上昇量が大きいことが影響していると考えられる. 一方, 首都圏をはじめとする都市部では, 気温上昇に加えて, 人口動態の変化 (特に高齢者人口の増加) による寄与が大き

い. 特に, 東京都の場合, 気温上昇による増加率が +139%, 人口動態の変化による増加率が +26% に達する. さらに, 東京都を対象に, 救急車稼働率や熱中症入院患者による病床占有率を試算した. その結果, 期間中で最も暑い日には, ピーク時 (熱中症患者の救急搬送が集中する正午頃) において熱中症患者の救急搬送だけで救急車稼働率が 108% に達し, 救急搬送体制が逼迫する恐れがあることが示唆された. 一方, 熱中症入院患者による病床占有率は, 最高でも 10% に留まった.

## 4. まとめ

日本全国の各市区町村を対象として, 人口動態の変化を考慮した熱中症救急搬送者数の将来予測を行った. RCP8.5 近未来気候下における現在比の搬送者数増加率は, 北海道や関東で特に高いことが分かった. さらに, 東京都では熱中症患者数の増加によって救急搬送体制が逼迫する恐れがあることが示唆された.

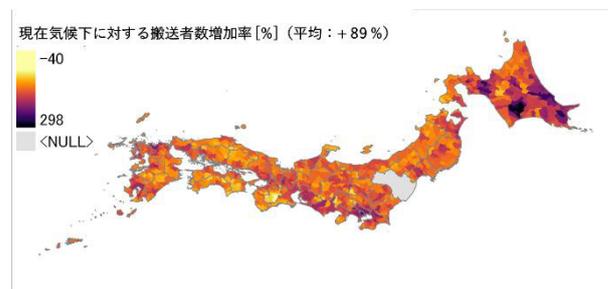


図 1 RCP8.5 シナリオの 2031~2050 年における熱中症救急搬送者数の増減率 (1981~2000 年比).

## 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「気候変動の影響評価等技術の開発に関する研究」JPMXD0715667165 の助成を受けた. また, 本研究の一部は, (独) 環境再生保全機構の環境研究総合推進費 (JPMEERF20192005) により実施された.

## 参考文献

- [1] 佐藤亮吾ほか, 2020, 日本気象学会春季大会, B404.  
[2] 西森基貴, 2019, 農研機構地域気候シナリオ 2017 [Data set], データ統合・解析システム (DIAS). <https://doi.org/10.20783/DIAS.568>.

# 気象予報に起因する大気拡散予測の不確実性に対する客観的評価指標の考案

\*吉田敏哉・永井晴康・寺田宏明・都築克紀・澤宏樹（原子力研究開発機構）

## 1. はじめに

大気拡散モデルによる時空間的な予測結果は、原子力災害等の対策において有用な情報であり、活用においてはその不確実性を適切に判断することが重要である。しかしながら、予測結果の不確実性に対する客観的な指標は、これまで十分検討されていない。予測情報を効果的に活用するためには、例えば台風の予報円のような具体的な不確実性情報が必要と考える。

大気拡散予測の不確実性の主な要因には、大気拡散モデルの計算過程、入力する放出率と気象予報の不確実性が挙げられる。本研究では、気象予報の不確実性が及ぼす大気拡散予測への影響を客観的に判断可能な指標を考案した。気象予報の不確実性は、入力条件にあたる気象庁数値予報データ (GPV) の解析値と予報値を使用したそれぞれの計算結果を用いて、解析値を真とした際の子報値のずれにより評価した。

## 2. 計算設定

原子力機構が開発した WSPEEDI データベースシステム(Terada et al. 2020)を用いて、原子力施設からの放出を想定した過去 1 年間(2018 年)の拡散計算を行った。放出地点は茨城県東海村の原子力科学研究所とし、 $^{137}\text{Cs}$  を 1 時間の単位放出 ( $1 \text{ Bq h}^{-1}$ ) により 1 日あたり 4 回(21,03,06,09LST)放出した。放出初期の不確実性を評価するために、一回の放出に対して 6 時間平均した地表大気中放射能濃度を算出し、この空間分布について解析値と予報値のずれを調べた。予報計算は 3 日後まで行ったため、解析値の計算結果(A1)に対し、1 日前予報(P1)、2 日前予報(P2)、3 日前予報(P3)の比較が可能である。

## 3. 評価手法の検討

不確実性の指標には、防災上重要と考えられる(1)拡散方向、(2)拡散分布形状の不確実性を考慮し、それぞれ以下のような指標により評価した。

- (1) 1 時間ごとの最大濃度地点をもとに代表的な拡散方向を算出し、解析値と予報値の角度の差異(Ang)を評価
- (2) 解析値と予報値の Figure of Merit in Space (FMS : 拡散分布面積の重なり度合い)により評価

図 1 は A1-P1、A1-P2、A1-P3 の比較から得た FMS と

Ang の散布図を示す。図 1 より、本研究では不確実性の特徴に応じて、 $\text{FMS} \geq 0.6$  のパターン(Class1)、 $\text{FMS} < 0.6$  かつ  $\text{Ang} < 30^\circ$  のパターン(Class2)、 $\text{FMS} < 0.6$  かつ  $\text{Ang} \geq 30$  のパターン(Class3)に大別できると考えた。それぞれの特徴は以下の通りである。

Class1 : 拡散分布面積の一致度合いが大きく、ほとんどのケースが  $\text{Ang} < 30^\circ$  であることから、拡散方向も一致

Class2 : 拡散方向は一致しているものの、拡散分布面積の違いが大きい

Class3 : 拡散分布面積の一致度合いに関わらず、拡散方向の違いが大きい

これらの特徴は実際の拡散分布からも確認できた。よって、Ang と FMS という指標を用いることで、不確実性の特徴を物理的に明瞭にしつつ、客観的に評価できることが分かった。

## 4. まとめと今後

気象予報に起因する大気拡散予測の不確実性に対して、解析値と予報値の比較から評価を行い、その客観的な指標を提案した。将来予測時には解析値を使用することができないため、今後は過去事例の不確実性情報をデータベース化し、将来予測においても経験的に不確実性情報を付加できるような手法開発に取り組む。

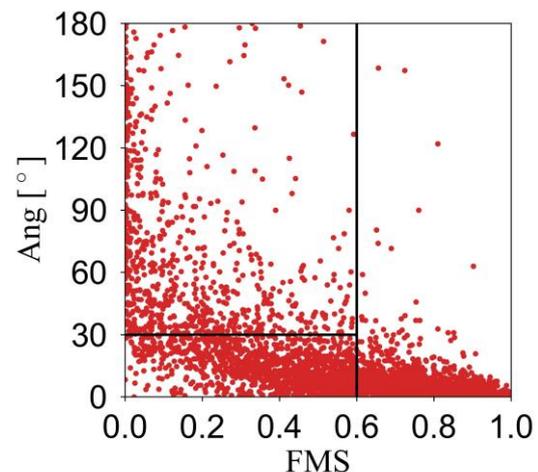


図1 拡散分布面積の重なり度合い(FMS)と代表的な拡散方向のずれ(Ang)の散布図。

参考文献 [1] Terada et al., 2020, *JNST*, 57, 745-754.

# 年による気候の違いが果実の品質に及ぼす影響について —ウンシュウミカンを例にして—

\*鶴久森英輔・大橋唯太（岡山理大院・生物地球）

千葉太一・安保美奈子・藤井瑛美・菊池啓介・松田拓也・北本勇也（岡山理大・生物地球）

## 1. はじめに

ウンシュウミカン（以下ミカン）は、年による気候の変化に糖度などの品質が強く左右されることが知られる（農山漁村文化協会，2000）。本研究では、宇和島・有田・牛窓の3地域を対象に、積算された降水量・日照時間（日射量）・気温で代表した気候指標とミカンの品質との関係性を分析した。特に10～15日ごとの細かな期間に対して、季節進行する気象変化がミカンの糖酸度などに及ぼす影響を明らかにした。

## 2. 研究方法

愛媛県宇和島市と和歌山県有田市の試験場、岡山県瀬戸内市牛窓地区の一般農地で測定された、品種「宮川早生」の果実データを使用した。表1に測定項目などをまとめる。果実の品質を示す数値に、横径・糖度・酸度の3項目が測定されている。本研究では、宇和島は2012年を除く2001～2017年の16年間、有田は2007～2018年の12年間、牛窓は2015～2019年の5年間の測定データを解析した。3地域において、7～11月の10～15日間の各項目の変化量を算出し、分析に用いた。

## 3. 結果と考察

ミカンの増糖量・減酸量と気候指標の相関係数の10～15日変化を表2に示す。積算降水量（日照時間）は、増糖量と負（正）の相関、減酸量とは正（負）の相関をもつ期間が多かった。つまり、降水量が多く日照条件が不良な年ほど糖度の上昇が抑制され、酸度が減少する傾向を示している。特に梅雨明け後の太平洋高気圧の勢力下にある7月20日～8月20日の1ヶ月間に増糖量と積算降水量（日照時間）のあいだに危険率5%で有意な相関がみられており、この時期の降水量（日照時間）が、糖度に対して強く影響すると考えられる。

適温記録時間との関係では、宇和島の7～11月にかけて、減酸量と正の相関が多く現れていた。しかし、降水量（日照時間）に比べると有意な相関が現れた期間が少ないため、適温記録時間の品質への影響は、全期間を通して小さいと考えられる。

表1 本研究での測定項目など。

解析要素	宇和島		有田		牛窓			
	測定期間	測定個数	測定期間	測定個数	測定期間	測定個数		
ミカン品質	増糖量(%) 糖度の増加量	7/11   11/21 10日間隔	15～20個 (5樹木)	7/15   11/15 15日間隔	6個 (2樹木)	9/21   11/21 10日間隔	15個 (5樹木)	
	減酸量(%) 酸度の減少量					9/21   11/21 10日間隔		50個 (5樹木)
	横径肥大幅 (mm) 横径が肥大した 大きさ							
気候指標	積算降水量 (mm)	7/11   11/21 10日間隔	宇和島 アメダス	7/15   11/15 15日間隔	湯浅 アメダス	7/1   11/21 10日間隔	圃場 データ (独自に観測)	
	積算日照時間 (hr) 牛窓は積算日射量 (MJ/m <sup>2</sup> )							
	適温遭遇時間 (hr) ミカンの成長・成 熟が促進される気 温20～25℃を記録 した時間							

表2 積算降水量・積算日照時間（牛窓は積算日射量）・適温遭遇時間と(a)増糖量・(b)減酸量の相関係数の10～15日変化。(□: p<0.05 □: p<0.01 )

赤字: 正の相関 青字: 負の相関 n: サンプル年数

(a)	増糖量と積算降水量 相関係数				増糖量と積算日照時間 相関係数				増糖量と適温記録時間 相関係数			
	先行研究	宇和島 n=16	有田 n=12	牛窓 n=5	先行研究	宇和島 n=16	有田 n=7	牛窓 n=5	先行研究	宇和島 n=16	牛窓 n=5	
7/11-7/21												
7/21-8/1		-0.69	-0.53			+0.74	+0.87					-0.44
8/1-8/11		-0.78	-0.81			+0.70	+0.86					-0.14
8/11-8/21		-0.069				+0.56						-0.50
8/21-9/1		-0.58	-0.69			+0.61	+0.36					-0.31
9/1-9/11		-0.30	-0.64			+0.85	+0.42					-0.49
9/11-9/15		-0.11				+0.34						+0.24
9/15-9/21		-0.21	-0.48			+0.43	+0.45					-0.18
9/21-10/1		-0.29	-0.48	-0.92		+0.18	+0.32	+0.88				-0.038
10/1-10/11		-0.36		-0.93		+0.56		+1.00				-0.42
10/11-10/15		-0.32	-0.56	-0.70		-0.23	+0.92	+0.18				+0.093
10/15-10/21		+0.40	-0.66	-0.52		-0.48	+0.038	-0.50				-0.12
10/21-11/1												-0.14
11/1-11/11		+0.16		-0.47		0.099		0.00				-0.16
11/11-11/21												-0.54

(b)	減酸量と積算降水量 相関係数				減酸量と積算日照時間 相関係数				減酸量と適温記録時間 相関係数			
	先行研究	宇和島 n=5	有田 n=12	牛窓 n=4	先行研究	宇和島 n=5	有田 n=7	牛窓 n=4	先行研究	宇和島 n=5	牛窓 n=4	
7/11-7/21		+0.63				-0.68						+0.85
7/21-8/1		+0.55	-0.02			-0.61	-0.18					+0.47
8/1-8/11		+0.98	+0.72			-0.94	-0.44					+0.03
8/11-8/21		+0.62				-0.70						+0.66
8/21-9/1		-0.37	+0.57			-0.51						-0.50
9/1-9/11		+0.89	+0.18			-0.72	-0.49					+0.90
9/11-9/15		+0.72				-0.70						+0.07
9/15-9/21		+0.71	+0.27			-0.41	-0.19					+0.89
9/21-10/1		+0.01	+0.42	-0.73		+0.45	+0.31	+0.77				-0.18
10/1-10/11		-0.14		+0.14		-0.18		-0.20				+0.76
10/11-10/15		+0.80	+0.06	+0.53		-0.38	-0.48	-0.07				-0.47
10/15-10/21		-0.06	+0.13	+0.01		+0.42	-0.01	-0.09				+0.20
10/21-11/1		-0.14		-0.83		-0.38		+0.93				-0.04
11/1-11/11												+0.53
11/11-11/21												

# 産業気象 (IM)

# 台風による農作物被害のデータ分析 ～被害の大小を決定する要因は何か～

田中優帆、宮本佳明 (慶應義塾大学)

## 1. 背景

日本には、1年間に平均11.5個の台風が接近し、そのうちの約2.9個が上陸する(気象庁)。1970年以降、台風の発生個数、日本への接近数及び上陸数に大きな変化は見受けられないが、勢力は強くなっている。これは、地球温暖化により海面水温が上昇していることが原因であると考えられる。

この結果、土砂災害や大雨による河川の氾濫といった災害の増加に加え、それらに付随して生じる農作物被害の増大が懸念される。その一方で、勢力が増す傾向にあるとはいえ、被害の大小には個々の台風でかなりの差があると考えられる。被害に差が生じる要因を明らかにできれば、どのような被害が発生し得るのか、またどのような対策を講じることが可能なのか考えることができる。本研究では、その要因を探るため、2つの台風(2004年台風23号・22号)に絞り分析を行う。

## 2. 方法

まず、農林水産省が発表している台風による農作物被害の統計データから、各台風ごとの被害見込み金額、被害量、被害面積のデータセットを作成した。図1に台風ごとの被害見込み金額を示す。

次に、図1から、被害が大きかった台風23号(2004年)と、同年に発生した逆に被害が小さかった台風22号(2004年)に絞り、気象庁のデータを解析して、両台風の経路や勢力の違い、水害(河川の氾濫など)について比較分析した。

## 3. 結果

図2・3に2004年の台風22号・23号の経路図を示す。台風22号は10/09の16時に静岡県伊豆半島に上陸後、18時に千葉県千葉市付近に再上陸した。影響範囲が限定的で、かつ、地域的にも都市部を通過した台風である。台風23号は10/20の13時に高知県土佐清水市付近に上陸後、室戸市と大阪府南部の2地点に再上陸するという、広範囲かつ農作物の栽培が盛んな地域を含めた市街地以外の地域を通過した台風である。

上陸してから抜けるまでの勢力は双方ともに中心気圧が950～985hPa、風速は30～40m/sと大きな違いはなかった。

水害について、22号は東京都港区や静岡県修善寺町など市街地の浸水被害が目立った。一方の23号では、京都府の一級河川である由良川や兵庫県の一級河川である円山川が氾濫するなど大規模な河川の氾濫が生じた。この2つの川の氾濫部周辺には田畑が多く存在している。また、円山川に近い兵庫県旧豊岡市は、その大部分が河川の堤防よりも低く、洪水時には円山川本流から支流へ逆流しやすい地形になっていることも被害を大きくさせた要因の1つである。

以上2つの台風の比較から考えられる被害増大の要因は、台風の経路・氾濫した河川の規模とその地域・河川周辺の地形であると言える。

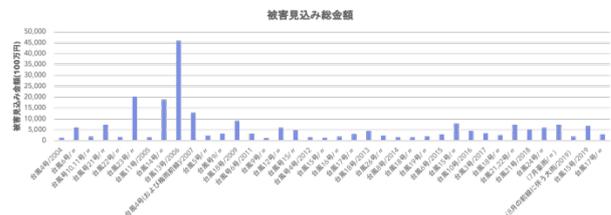


図1 2004～2009年に日本に上陸した台風(横軸)と被害見込み金額(縦軸)のグラフ

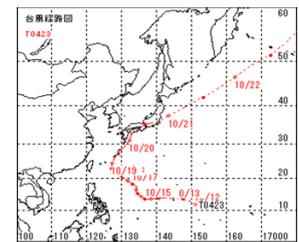
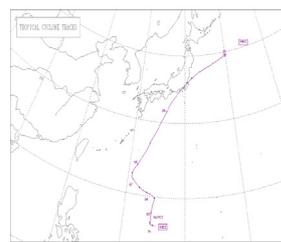


図2 台風22号の経路図 図3 台風23号の経路図

## 参考文献

[1] 気省庁 過去の台風資料

<https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/index.html>

[2] 農林水産省 統計情報(被害調査)

<https://www.maff.go.jp/j/tokei/kouhyou/sakumotu/higai/>

[3] 旧豊岡市台風23号災害報告5

<https://www.city.toyooka.lg.jp/bosai/bosai/kakosaigai/1000640/1000649/1000654.html>

# 中層大氣 (MA)

# データ同化解析値を用いた赤道中間圏季節内振動の解析

\*小新大、佐藤薫、高麗正史 (東大院理)、渡辺真吾 (JAMSTEC)

## 1. はじめに

赤道域の中上部中間圏には約 1 か月の周期をもつ季節内振動 (Intra-seasonal oscillation; ISO) が存在することが知られている。赤道中間圏 ISO は流星レーダーや衛星によって観測されており、近年では数値モデルによる再現実験も行われている。しかしながら、事例研究が多く長期の全球的なデータに基づいた解析はまだ行われていない。

本研究グループは全中性大気を対象とするデータ同化システムの開発を進めており、現在、Aura MLS の観測が開始された 2004 年から約 15 年間にわたる全球解析データを作成中である。この解析値の中で再現された ISO の時空間構造について、力学解析を行った。

## 2. データ同化プロダクト

Koshin et al. (2020) によるデータ同化システムに改良を加えたもの (2019 年度秋季大会で発表) を用いた。モデルの水平解像度は約 300 km (T42)、鉛直解像度は約 1 km、アンサンブルメンバー数は 50 である。

なるべく連続した解析値が得られるようにしつつ計算時間を短縮するため、約 5 年ごとの 3 期間 (2004 年 9 月~2008 年 11 月、2008 年 12 月~2013 年 11 月、2013 年 12 月~2018 年 6 月) に分割して計算した。本解析には 2004~2017 年の結果を用いた。

## 3. 結果

15~60 日周期成分を ISO として取り出した。赤道域 (10°S~10°N) の東西平均東西風 ( $\bar{u}$ ) の時間高度断面を図 1 に示す。ISO は solstice (JJA および DJF) の高度 70~95 km で振幅が大きい。東西方向にはほぼ一様な構造であった (図省略)。

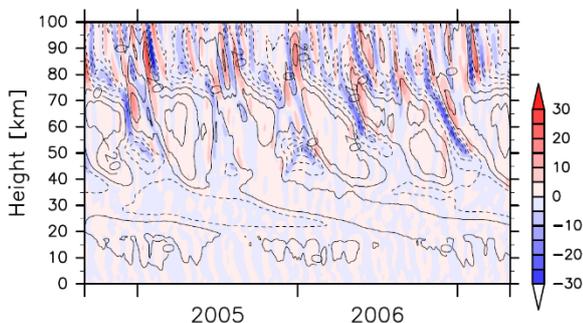


図 1 赤道域の  $\bar{u}$  (等値線、10°S~10°N の 5 日移動平均) と、その ISO 成分 (色)

次に、ISO の振幅が最も強い JJA の赤道 MLT 領域 (図 2 の矩形領域) の ISO の  $\bar{u}$  成分に対して、EOF 解析を行った。図 2 に EOF1、EOF2 のスコアにそれぞれ回帰した  $\bar{u}$  を示す。赤道から南北約 30 度の緯度幅、高度約 70~110 km の領域で、鉛直に正負が繰り返す構造が見られている。EOF1 と EOF2 に対応する空間構造は位相が上下に約 90 度ずれている。これは波状構造の下方伝播と対応している。また、冬半球中緯度 (30~70 度) には赤道域と逆位相のパターンが見られている。

ISO の駆動源を調べるため、各緯度高度での  $\partial\bar{u}/\partial t$  と波強制の各 15~60 日成分の相関を計算した (図 3)。赤道 MLT 領域ではパラメタライズされた重力波強制、冬極の成層圏および下部中間圏では解像された波による E-P flux 収束の項と相関が高いことがわかった。したがって、これらが主な駆動源と考えられる。

今後は、赤道中間圏の重力波強制の変動要因や極渦の変動との関係に注目して解析する予定である。

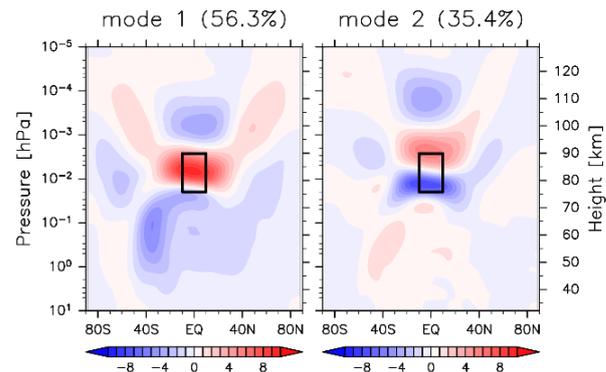


図 2  $\bar{u}$  の ISO 成分について、四角領域での EOF1 (寄与率 56%)、EOF2 (寄与率 35%) へ回帰した成分

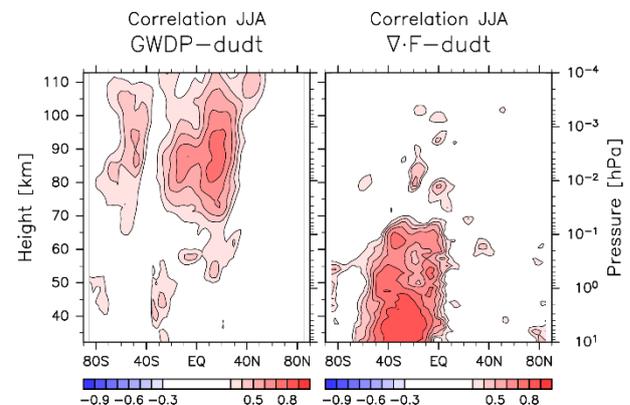


図 3 ISO 成分についての  $\partial\bar{u}/\partial t$  と重力波パラメタライゼーションとの相関 (左)、E-P flux 収束との相関 (右)

# 北半球冬季中層大気の循環に影響を及ぼす 移動性プラネタリー波

\*岩尾航希 (熊本高専), 廣岡俊彦 (九大院理)

## 1. はじめに

成層圏・中間圏には移動性のプラネタリー波 (TRPW) が存在することが知られており, 近年その生成や消失が平均場に及ぼす影響が調べられている。Tomikawa et al. (2012) は高解像度 GCM を用いて, 成層圏突然昇温 (SSW) 時に東風中で発達する TRPW が, SSW を効果的に回復させることを明らかにした。また Iida et al. (2014) は衛星データを用いて, 2009 年 1 月に北半球で生じた大規模な SSW が, 直前に下部中間圏で生じた TRPW が上部中間圏で消失することにより, 中間圏から始まったことを示した。どちらの論文においても, これら TRPW は傾圧・傾圧不安定により生じたと考えられている。

これらの結果は, TRPW の消長が成層圏・中間圏の循環に大きな影響を及ぼすことを示唆するが, その詳細は明らかになっていない。そこで本研究では, 冬季北半球における TRPW の平均的な描像と, TRPW が平均場にもたらす影響を調べる。

## 2. データと解析手法

本研究では, TIMED 衛星搭載の測器 SABER のデータ, ver. 2.0, レベル 2A を用いた。SABER は他の衛星データよりも高い高度領域 (~120km) をカバーするが, 完全に太陽同期しておらず, 観測する現地時間が毎日少しずつ変化する。従って日々の変化に日変動成分が混在する。この成分を取り除くため, まず長期平均から各地点での日変動成分を求め, それを観測データから差し引いた後で, 日々の 3 次元データを作成し, 解析に用いた。

プラネタリー波 (PW) は東西波数 3 以下の波として定義し, これを定常的なプラネタリー波 (STPW) と移動性プラネタリー波 TRPW に分けて解析した。STPW は 1 か月平均 (データの都合上 1/16-2/15) とし, TRPW は STPW からの偏差として定義した。

## 3. 結果

図 1 は 2002 年から 2018 年で平均した冬季 (1/16-2/15) 北半球の気候場を示している。図 1a は PW の E-P flux (ベクトル) とその収束・発散 (カラー) を示

すが, PW が上方南方に伝播し, 対流圏界面付近と中間圏の極域で強く収束しているのが分かる。この PW を STPW と TRPW に分けて計算すると, STPW は極域下部成層圏を中心に広い領域で収束するが (図 1c), TRPW はその中心付近で逆に発散し, そこから上方南方へ活発に伝播している (図 1d) のが分かる。MPVy は渦位の  $y$  微分を表し, 負の領域は傾圧・傾圧不安定の必要条件を満たすことが知られているが, 図 1b は, この値が極域の成層圏から中間圏にわたる領域で, 負の値を含む小さい値になることを示している。この領域での TRPW の発散は, 傾圧・傾圧不安定によって TRPW が生じていることを示唆する。

当日は, STPW と TRPW の逆の Forcing が顕著な年に関して, 詳細な解析結果を発表する予定である。

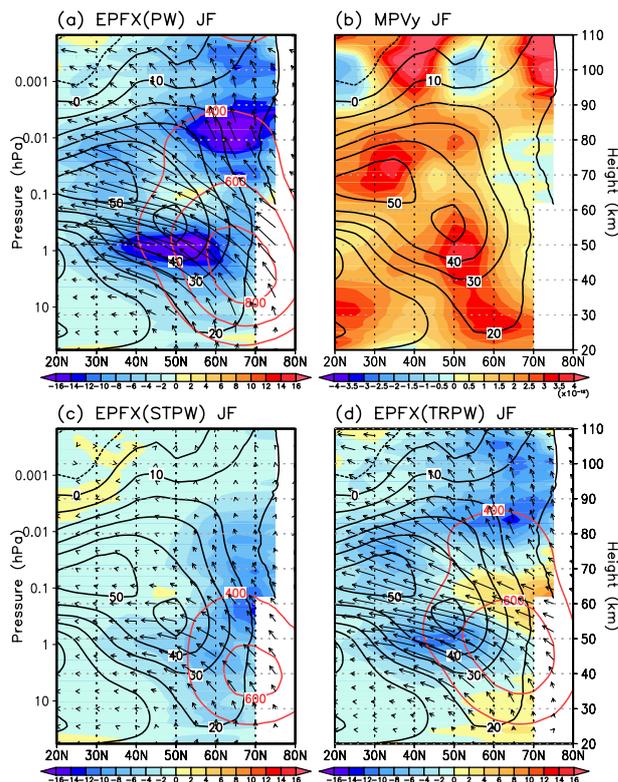


図 1 冬季北半球の気候場。東西風 (黒等値線) とジオポテンシャルハイトの波の振幅 (赤等値線) の他に, (a) PW, (c) STPW, (d) TRPW の E-P flux (ベクトル) とその Forcing (カラー) と, (b) MPVy (カラー)。

# 2018年2月成層圏突然昇温時の重力波の振る舞いについて

\*渡辺 真吾 (JAMSTEC), 小新 大 (東大院・理, JAMSTEC),  
野口 峻佑 (JAMSTEC), 佐藤 薫(東大院・理)

## 1. はじめに

成層圏突然昇温(SSW)にともなう成層圏循環場の変化—極渦の変形, 変位, 分裂, 一時的な消失等—は, 対流圏に起源を持ち中間圏・下部熱圏(MLT)まで上方伝播する大気内部重力波の伝播経路やクリティカルレベルに変化をもたらすことにより, MLTにおける重力波活動度に変調をもたらす。一方, 日単位で発達するSSWにともなう生じるMLT重力波活動度の変調を全球的なカバレッジで観測可能な測器は今なお存在しない。この過程をありありと描き出すには数値シミュレーションを用いたアプローチが有望である。

本研究チームでは, 地上からMLTを含む4次元全大気データ同化システム [1]を開発し, 通常観測データに加えて成層圏・中間圏の衛星観測データを同化した長期解析値を作成している。さらに, それを初期値として重力波を陽に解像する高解像度GCMに入力し, 高解像度再現実験を行うことにより, 様々なSSW事例におけるMLT重力波活動度の変調や, MLT大規模場の時間発展におけるロスビー波や重力波等の役割に着目した研究を進めている。

ここでは, 2018年2月11日に生じた極渦分裂型SSWに着目した事例解析の結果を紹介する。

## 2. モデルと実験設定

高解像度GCMとしてJapanese Atmospheric General circulation model for Upper Atmosphere Research [2]を用いた。水平解像度T639 (約20km), 鉛直解像度300mで, 地上から高度約150kmをカバーし, MLT向け物理過程パラメタリゼーションを含む。本研究ではモデルが陽に解像する重力波の振る舞いに着目するため, 重力波パラメタリゼーションは使用しない。

高解像度GCMの大規模場を, 水平解像度T42 (約300km), 鉛直解像度1kmの解析値を用いて初期値化(スペクトルナッジング)し, 2018年2月4, 6, 8, 10, 12日から, それぞれ8日間の高解像度再現実験を行った。陸面モデルの初期値にはERA5データを用い, 海面水温および海氷密度として, 水平解像度0.25°のOISST日別値を与えた。

本研究の解析では, 上記の5本の実験結果の中から,

大規模場に初期値の情報に残り, モデル内部で発生した重力波がほどよくスピニアップして落ち着いた頃に相当する, 予報1-3日目のデータを選んで用いた。

## 3. 結果

第1図に, 2018年2月4, 8, 10, 12, 15日の成層圏~MLTの各高度における天気図と重力波運動量フラックス(水平波長 < 2000km 成分, 日平均)の時間発展を示す。2月4日の極渦は, 北半球冬季の静穏時における典型的な鉛直構造を示しており, 高度とともに西に傾きながらサイズが小さくなっている。高度30kmの極渦縁辺を上向き・西向き伝播した重力波(青色)は高度50km, 70kmと上方伝播するにつれて背景風の風向が変わるためにクリティカルレベル・フィルタリングを受け, 高度70kmでは北大西洋の西風領域にのみ到達する様子が見て取れる。こうした重力波hotspotは, SSWの進行とともに日々大きく変化した。SSW発生後には東風中を上向き・東向きに伝播する成分(赤色)が卓越する様子が見て取れる。

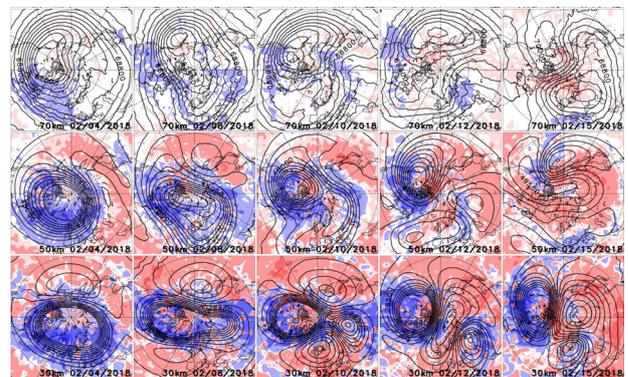


図1 上から対数圧力高度70, 50, 30kmにおける, ジオポテンシャル高度(m)と, 東西運動量鉛直フラックス( $u'w'$ )。色は対数スケールで, 最も濃い色(薄い色)は絶対値0.1 Pa以上( $1e^{-5}$ ~ $1e^{-4}$ Pa)の領域を表す。

謝辞: 本研究は科研費(20H01973)およびCREST(JPMJCR1663)の支援を受けた。

参考文献:

[1] Koshin, D. et al., 2020, gmd-13-3145-2020.

[2] Watanabe, S. and S. Miyahara., 2009, 2008JD011218.

## 大気微量成分場におけるノーマルモード・ロスビー波について

\*松原峻介（九大院理）、 廣岡俊彦（九大院理）

## 1. はじめに

移動性ロスビー波（ノーマルモード・ロスビー波）は大気自由振動のロスビー波であり、東西波数1、西進周期約5日、10日、16日のモードについて、観測、理論両面から多くの研究が行われている（例えば Andrews et al., 1987 参照）。これらのモードに伴う変動がオゾンなどの大気微量成分にも見られることが知られているが（例えば Randel, 1993, JAS）、その長期的変動を含め、大気微量成分における変動を扱った研究は少ない。本研究では、最近の衛星観測データを用い、各周期帯の移動性ロスビー波の大気微量成分構造の特徴とその長期変動、力学場との関係を明らかにすることを目的に解析を行っている。今回は成層圏における東西波数1、西進周期約10日の移動性ロスビー波（10日波）に焦点を当てた。

## 2. データと解析方法

用いる大気微量成分データは、アメリカ航空宇宙局（NASA）作成の、Aura 衛星搭載の MLS に基づくオゾン、水蒸気等の体積混合比データであり、力学場データは、気象庁 55 年長期再解析（JRA-55）データの日平均値である。MLS データは、衛星軌道上に与えられているので、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  の経度緯度格子点へと変換した。

今回は 2019 年の MLS データ、JRA-55 データを用い、緯度円に沿ってフーリエ変換し、東西波数1成分の  $\cos$ 、 $\sin$  の係数を求めた。次に、Hayashi(1971, JMSJ)に従い、これらの係数について時間方向に再びフーリエ変換を行い、数値フィルターを併用することで、西進する特定の周期帯の移動性ロスビー波成分を抽出した。ここではまず、10日波のオゾン場と力学場のグローバル特徴について調べた。

## 3. 結果と今後の課題

第1図の左図は、2019年6~8月の水蒸気場の偏差をホフメラー図で表したものである。この図より、8月に10日波に伴うと思われる変動が確認できる。他の季節や等圧面も解析した結果、6~8

月の1hPa等圧面付近で大きな振幅が見られた。

次に、第1図左図と同様の温度場とジオポテンシャル高度場のホフメラー図を第1図右図と第2図に示す。これより、温度場と高度場において10日波が励起している時期が重なっていることが確認できるが、これらと水蒸気場では明確な関係性は確認できなかった。この高度の水蒸気は、力学的な輸送ではなく、メタンの酸化で生成されているので、さらなる検討が必要と思われる。

今後の方針としては、年々変動も含め、水蒸気場だけでなく他の大気微量成分場に関する力学場と同様の解析結果を示し、力学場との関係について検討を行う予定である。

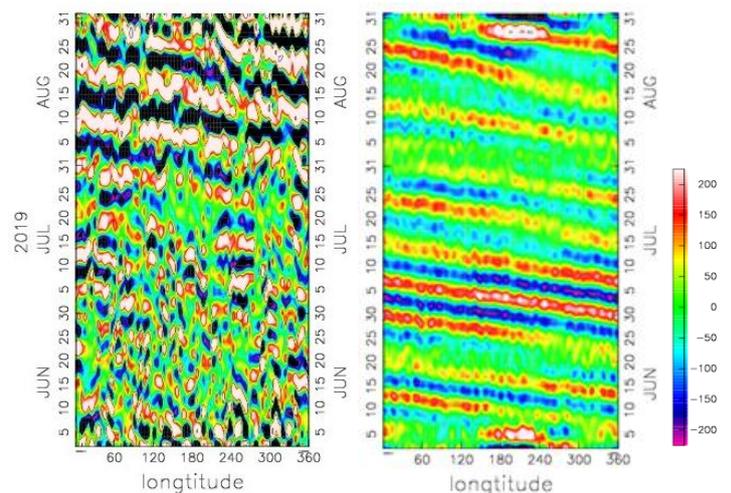


図1: 10日波の水蒸気場(左)と温度場(右)におけるホフメラー図。2019年6~8月の1hPa等圧面での偏差を表したもの。値は水蒸気場(左)で $10^{-9}$ 倍(ppmv)、温度場(右)で $10^{-2}$ 倍(K)。

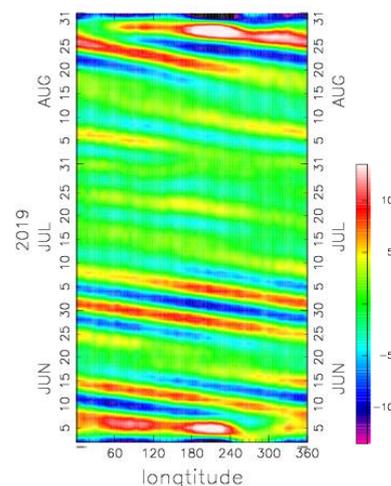


図2: ジオポテンシャル高度場に関する図1と同様の図。

## 2019/2020 年冬季の極渦発達の力学過程について

\*松山裕矢(九大院理), 廣岡俊彦(九大院理), 向川均(京大院理)

### 1. はじめに

2019/2020 年の北半球冬季成層圏は、2 月初旬に小規模な突然昇温が生じた以外は、強い安定した極渦の状態が続き、その結果、3 月にはほとんど前例がない北極域オゾンホールが発生した(NASA Ozone Watch)。本研究ではこのような強い極渦の継続に着目し、2019/2020 年冬季極渦強度の統計的な評価を行い、強い極渦が形成された力学過程を明らかにすることを目的に解析を行う。

### 2. 使用データ・解析手法

使用データは、MERRA-2 再解析データであり、3 時間毎のデータを日平均して用いた。統計を行う解析期間は 1980 年-2020 年とした。Wallace and Chang (1982)等を参考に、4 つの指標を作成し、極渦の強度を評価した。ここではそのうちの 1 つの、40N と 70N の 30hPa 面帯状平均ジオポテンシャルハイトの差(以下 HGT(40N-70N))についての結果を示し、強い極渦が生じた力学過程を考察する。

### 3. 結果

図 1 に、2019/2020 年冬季(以下 19/20 冬季)における HGT(40N-70N)と 100hPa 面の E-P flux (EPF、Andrews et al., 1987)の鉛直成分の時間変化を示す。極渦の強さを気候値と比較すると、2 月中旬頃から極渦が強くなりはじめ、その後強い状態が 3 月末まで継続していることがわかる。さらに、各冬季に対してこの指標の 2-3 月平均値を計算し比較をすると、19/20 冬季極渦は、解析期間内で最も強いことがわかった。プラネタリー波伝播の特徴を見ると、2 月上旬に明瞭な上方伝播が見られ、小規模な昇温が生じた後、2 月中旬には下方伝播が卓越し、それ以降は 3 月中旬まで活発な上方伝播は見られなかった(図は省略)。このことより、2-3 月に成層圏に進入する波活動が活発でなかった

ことが、強い極渦継続の一因であると考えられる。

図 2 に 2020/2/11 の EPF と発散(DF)、帯状平均渦位の緯度微分( $\bar{q}_y$ )を緯度高度断面図に示す。上部成層圏に DF の発散と、 $\bar{q}_y$ が負の領域が重なるように存在していることがわかる。このことより、成層圏内において不安定波が発生したことが、極渦の強化に寄与している可能性が示唆される。

### 4. まとめ

19/20 冬季の極渦は強く、その要因として、下方伝播が活発であったことが挙げられ、不安定波が寄与している可能性も示唆された。当日の発表では、下方伝播が活発になった理由や、不安定波についてのより詳細な解析結果を示す予定である。

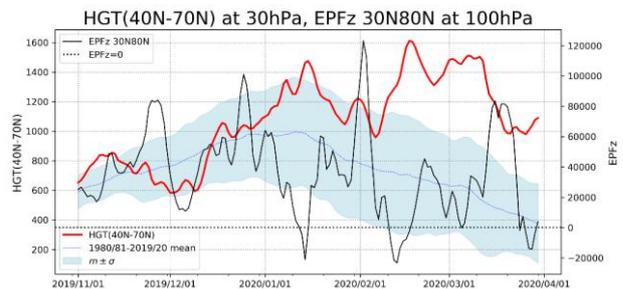


図 1 : 19/20 冬季における 30hPa 面の HGT(40N-70N)(m、赤線)と 30N-80N 緯度平均した 100hPa 面の EPFz(kgs<sup>-2</sup>、黒実線)の日変化。青点線は解析期間平均の HGT(40N-70N)の日変化、青の陰影は HGT(40N-70N)の平年値±標準偏差の範囲、黒点線は EPFz=0 を示す。

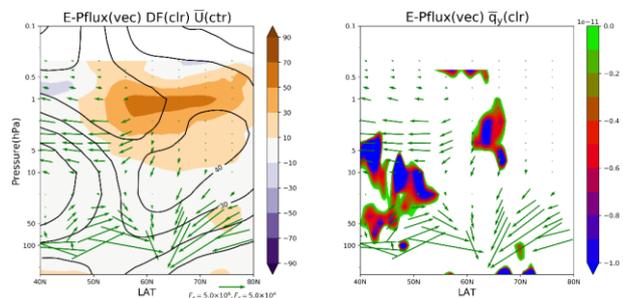


図 2 : (左)EPF(kgs<sup>-2</sup>、ベクトル)、DF(ms<sup>-1</sup>day<sup>-1</sup>、陰影)、帯状平均東西風(ms<sup>-1</sup>、等値線)、(右)EPF(ベクトル)、 $\bar{q}_y$ (陰影)についての 2020/2/11 の緯度高度断面図。単位ベクトルは図の下部を参照。

熱帯域の Lapse-Rate Tropopause 高度の季節サイクル

\*高麗正史、佐藤薫 (東大院理)

1. はじめに

熱帯対流圏界面層 (Tropical Tropopause Layer; TTL) は、対流圏から成層圏への物質輸送の入口であり、TTL の気温は成層圏内の水蒸気量を理解する上で重要である (Fueglistaler, et al., 2009)。TTL の東西平均気温は、北半球の冬に低く、北半球の夏に高くなることが知られている。この 1 年周期の変動は、Brewer-Dobson 循環 (BDC) の Deep branch の変動、つまり中高緯度の波活動度を反映していると考えられてきた (Yulaeva et al., 1994)。しかしながら、近年の研究において、赤道波や BDC の Shallow branch の重要性も指摘されている (Grise and Thompson, 2013; Ortlund and Alexander, 2014; Jucker and Gerber, 2017)。本研究では、気温減率で定義される圏界面 (Lapse-Rate Tropopause; LRT) に着目し、熱帯の LRT 高度の季節サイクル (図 1) の要因を、LRT 高度診断方程式 (Kohma and Sato, 2019) に基づいて考察した。

2. LRT 高度の傾向方程式・データ

東西平均 LRT 高度  $\bar{z}_{TP}$  において、温位は連続、温位勾配は不連続であると仮定したとき、

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{z}_{TP}}{\partial t} &= -[\bar{\theta}_t]_T^S / [\bar{\theta}_z]_T^S \\ &= [\bar{v}^* \bar{\theta}_y + \bar{w}^* \bar{\theta}_z + \bar{G} + \bar{Q}_{Diabatic}]_T^S / [\bar{\theta}_z]_T^S \dots (1) \end{aligned}$$

が得られる。ここで、斜体の添字は変数での偏微分を表し、 $[f(z)]_T^S \equiv f(\bar{z}_{TP} + 0) - f(\bar{z}_{TP} - 0)$  で、LRT の上下間の差を表す。最右辺の分子の各項は、左から残差平均南北流 ( $\bar{v}^*$ )、残差平均鉛直流 ( $\bar{w}^*$ )、波の非定常性、非断熱過程による加熱率を表す。今回は  $[f(z)]_T^S \approx f(z + 1 \text{ km}) - f(z - 1 \text{ km})$  と近似した。解析には 2007~2018 年の ERA5 のモデル面データを用いた。カレンダー日ごとに平均し、60 日以上を周期を持つ成分を気候値として定義した。以下では、 $20^\circ\text{S} \sim 20^\circ\text{N}$  で緯度重み付け平均した  $\bar{z}_{TP}$  の気候値の結果を示す。

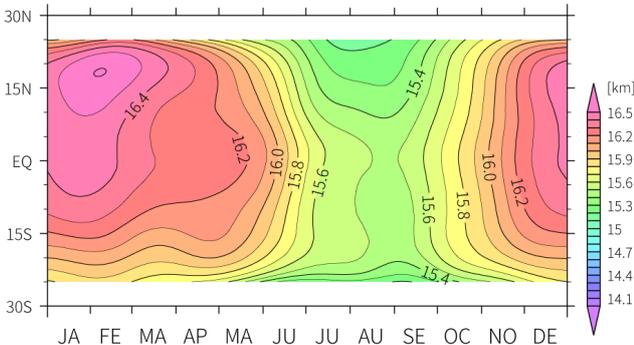


図 1: 東西平均した LRT 高度 (km) の気候値の緯度時間断面。等値線間隔は 100 m。

3. 結果

図 2a に観測された  $\partial \bar{z}_{TP} / \partial t$ 、及び、式 (1) で推定される LRT 高度の変化率を示す。それら 2 つがよく一致することが分かる。これは、LRT を温位勾配の不連続点とする単純化が適当であり、式 (1) に基づく各過程の寄与の推定が妥当であることを意味する。また、成層圏過程は、観測された  $\partial \bar{z}_{TP} / \partial t$  とよく一致する。これは、 $\bar{z}_{TP}$  の季節変化が主に成層圏過程で駆動されることを示唆する。

図 2b に  $\bar{z}_{TP}$  の変化率の各成層圏過程の寄与を示す。ここでは、季節変化に着目するために、年平均からの偏差を示す。力学的加熱 (残差循環+波の非定常性) の季節変化は、5~8 月に  $\bar{z}_{TP}$  を下降させる傾向、10~4 月に上昇させる傾向を持つ。力学的加熱は、 $\bar{w}^*$  の寄与が大きい。一方で非断熱加熱は、力学的加熱と逆符号の寄与を持つがその位相は約 1 ヶ月遅れる。ここで、2 月の  $\bar{z}_{TP}$  の下降傾向は、波の非定常性と非断熱加熱の季節変化に起因する。

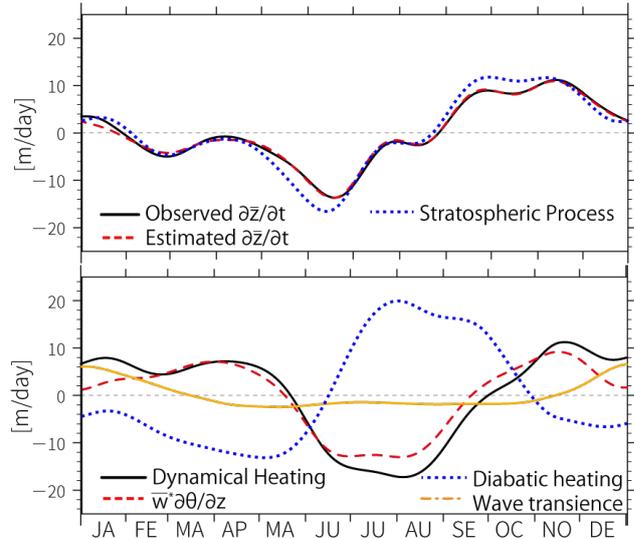


図 2:  $20^\circ\text{S} \sim 20^\circ\text{N}$  の気候値。(a)  $\partial \bar{z}_{TP} / \partial t$  (実線)、式 (1) による推定 (破線)、成層圏過程による変化率 (点線)。(b)  $\bar{z}_{TP}$  の変化率に対する各成層圏過程の寄与。力学的加熱 (実線)、非断熱加熱 (点線)、 $\bar{w}^* \bar{\theta}_z$  (破線)、波の非定常性 (一点鎖線)。

4. まとめ

LRT 高度の傾向方程式に基づき、熱帯域東西平均 LRT 高度の 1 年周期変動の要因を調べた。LRT 高度の季節変化は、BDC の上昇流ブランチの残差鉛直流の季節変化と、それに対して約 1 ヶ月遅れる非断熱加熱の季節変化の重ね合わせで概ね説明される。一方で、波の非定常性の効果も無視できない寄与を持つことが明らかとなった。

## 2019年9月の南極成層圏突然昇温の力学的特徴

佐藤 薫（東大院理）、富川喜弘（極地研）、小新大、南原優一（東大院理）

## はじめに

南半球中高緯度の海陸分布は北半球より単純なので、惑星波の活動度が低く、成層圏突然昇温（SSW）は起こりにくい。大昇温と呼ばれる強いSSWは北極では3年に2回の頻度で発生するが、南極では本格的な地球観測が始まった1979年以降現在まで2002年に1例あるのみである。

ところが、2019年9月に南極域で強いSSWが発生した。下部成層圏の気温に大きく影響されるオゾンホールのは大きさは、1980年代と同規模となり、最大面積は30年ぶりに南極大陸の面積より小さくなった。この2019年の南極SSWについて、2002の事例と比較しつつ、力学的特徴を調べたので報告する。

## 2. 使用データ

基礎的な気温や風、オゾンホールのデータはNASA/GSFC、気象庁のWebサイトから入手した。力学解析には、JRA-55及び独自に開発した全大気データ同化システム（Koshin et al, GMD, 2020）の改良版を用いて推定した全球解析値も用いた。後者は今後中間圏・下部熱圏の応答を調べるために用いる予定である。

## 3. 結果

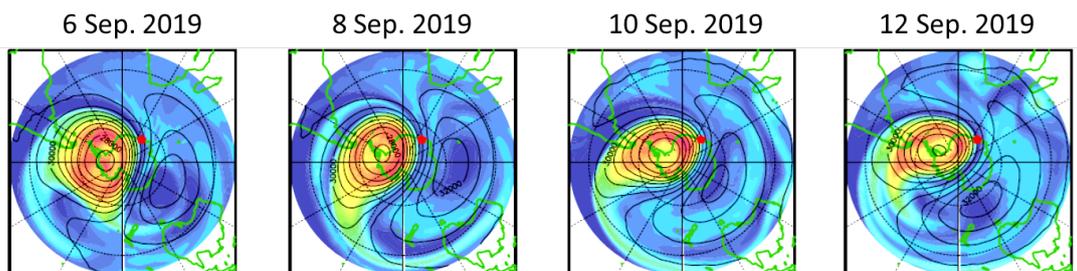
8/20ごろから強い熱フラックスを伴う上向きの惑星波が成層圏に入射した。これに伴い、10hPa、60～90Sの東西平均緯度平均気温の急激な上昇が8/22頃より始まった。気温極大は9/16頃であった。10hPa、60Sの東西平均東西風は9/16頃15m/sまで弱くなったが、負にはならず大昇温には至らなかった。しかしながら、過去40年平均の東西風は約74m/sなので、60m/s近く弱くなったことになる。もし、この風速弱化が10/1

頃同程度の規模で起これば、大昇温の基準を満たしていたことになる。一方2002年の大昇温は9/26に起こっている。つまり、2019年のSSWは昇温の時期が早かったため大昇温に至らなかった可能性がある。

子午面断面におけるEPフラックスを調べてみると、対流圏から侵入した上向きEPフラックスは極夜ジェットを中心緯度の60S付近で収束せず、30hPaから5hPaにかけて低緯度に向かってから収束していることがわかった。極夜ジェットがまだ強く、惑星波がジェット内に侵入できなかったからと考えられる。EPフラックス収束域の中心にあたる10hPa、30Sでは20m/sを超える強い東風ジェットが形成されていた。この低緯度に向かうEPフラックスは対流圏からの惑星波の伝播を必ずしも意味しない。低緯度に向かうEPフラックスは順圧不安定に伴うものである。

9月中旬以降、10hPa付近でこの高度域では珍しい順圧不安定が頻繁に起きていた。まず、MPV（Lait, 1994）を調べた。30S付近の中部下部成層圏でMPVの南北勾配が負となる頻度が高いことが分かった。これは力学不安定な状態であったことを示す。850KのPVのポーラステレオ図を調べると（図1）、極渦に対応する高|PV|がひも状に伸びながら低緯度に向かい、そのひも状の高|PV|が分裂して多数の渦が形成され発達する典型的な順圧不安定構造が現れていた。

このように2019年のSSWは順圧不安定が頻繁に発生したために、惑星波による極夜ジェットの減速が効率よく起こらず大昇温には至らなかった一方、中緯度成層圏に強い東風が形成される非常に興味深い現象であることがわかった。



が 図1 850K（高度約30kmにおけるポテンシャル渦度）

## 2019 年南半球成層圏突然昇温 ～2002 年南半球成層圏突然昇温との比較～

劉光宇・廣岡俊彦（九大院・理）・江口菜穂（九大・応力研）・K. Krüger（オスロ大）  
はじめに

2019 年 8 月末に南半球成層圏で突然昇温が観測された。この昇温に伴い、1990 年以降で南極域に最も小規模のオゾンホールが観測された。一方、2002 年に初めて南半球で観測された大規模な成層圏突然昇温は、東西波数 1 および 2 の増幅したプラネタリー波のため極渦が分裂し、当時最小規模だったオゾンホールをもたらした (Newman and Nash 2005)。本研究では、2019 年南半球成層圏突然の力学場について解析し、2002 年の事例と比較し、2019 年の特徴とその成因について議論する。

使用データと解析手法  
本研究は気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) データを使用した。JRA55 データの水平解像度は 1.25 度、鉛直方向に 37 層がある。6 時間毎のオリジナルデータを日平均した後に解析した。解析期間は 2002 年から 2019 年の 18 年間である。解析手法としては TEM 方程式系 (Andrews et al. 1987) を用いた。

### 解析結果

まず、冬季南半球において、極渦周辺に存在する西風極夜ジェットの時間変動を調べた。図 1 は、7 月から 10 月までの期間について、南緯 60 度、10hPa における帯状平均東西風の時間変動を示す。赤線は 2019 年、破線は 2002 年で示す。この図より 2019 年 8 月下旬から西風は減速し始め、10 月まで西風は減速し続けたものの、2002 年 9 月末のように東風には変わらなかった。この弱化した極渦の特徴は、10 hPa における極域成層圏の気温の 8 月末から始まる昇温に対応する (図は省略)。図 2 は、2019 年の南緯 60 度、100 hPa における E-P

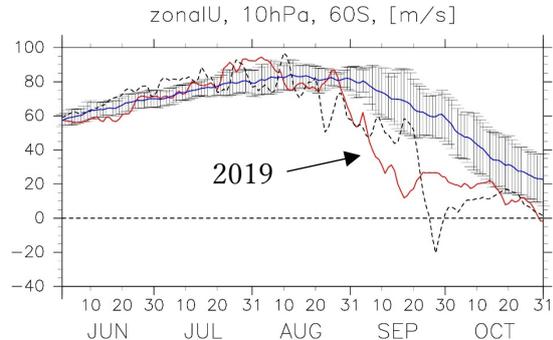


図 1. 南緯 60 度、10 hPa における帯状平均東西風の時間変化。赤線は 2019 年、破線は 2002 年、青線は 2002 年～2019 年の平均で、エラーバーは標準偏差を示す。

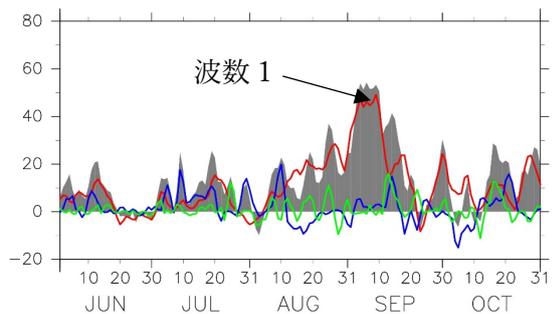


図 2. 2019 年 7 月～10 月南緯 60 度、100 hPa における上向き E-P フラックスの時間変化。赤線、青線と緑線はそれぞれ波数 1 から 3 の成分を、灰色は全波数を示す。

フラックス鉛直成分の各波数と全波数成分の時間変化図である。この図より、8 月中旬から 9 月中旬まで、活発な波数 1 成分のプラネタリー波が継続的に支配的であったことが分かる。一方、2002 年では、7 月から間欠的に強まる波活動の後、9 月下旬に強い波活動が生じていた (図は省略)。

発表では、2019 年南半球成層圏突然昇温の詳細について、2002 年に起こった大規模昇温との比較を行いながら議論する。

## PANSY レーダーが捉えた極域対流圏・下部成層圏の Kelvin-Helmholtz 不安定構造

\* 南原優一, 佐藤薫(東大院理), 堤雅基(極地研)

## 1. はじめに

大気中の乱流は、運動の熱への変換過程であり、様々な物質を混合する重要な役割を持つ。しかし、その空間スケールの小ささ、時間スケールの短さ故に観測が難しい。そのため、その役割は定性的にも十分には理解されていない。

大気中の強い鉛直シア中で起こる Kelvin-Helmholtz 不安定 (KHI) は主要な大気乱流発生源の 1 つである。KHI の状態になると、Kelvin-Helmholtz 波 (KH 波) が発生し、熱や物質を上下に混合する。KH 波の典型的な波長は数百 m~1km、周期は数分と極めて小規模である。

本研究は、昭和基地 (69.0°S, 39.6°E) に設置された PANSY レーダーの周波数領域干渉計法 (FDI) 観測による時間・空間方向に極めて高分解能なデータを用いて、南極対流圏・下部成層圏の KH 波の力学的構造、およびその生成メカニズムを解明する。

## 2. データと解析手法

PANSY レーダーの標準観測モードにおける時間・鉛直分解能はそれぞれ 200 秒・150 m である。これに対し FDI 観測モードでは、5 つの異なる周波数の送信波を照射し、得られた受信信号間の位相差を調べることで、レーダーの送信パルス幅より高い高度分解能のエコー強度が得られる。

2019年3月14~24日と8月2~12日の計20日間、対流圏・下部成層圏の大気微細構造を捉えるための PANSY レーダーによる観測キャンペーンを実施した。このキャンペーン中は、22分間の FDI モードと 7 分間の標準観測モードを繰り返した。この期間、ラジオゾンデを用いた 4 時間に 1 度の連続観測も行った。標準・FDI モード観測の時間分解能はそれぞれ約 200 秒・約 13 秒とした。

FDI モード観測からはエコー強度に加え鉛直風の鉛直プロファイルが、標準観測モードからは、エコー強度と鉛直風を含む 3 次元風速の鉛直プロファイルが得られる。また、ラジオゾンデ観測からは、水平風・温度・湿度の鉛直プロファイルが得られた。

## 3. 結果

観測キャンペーン中には、KH 波と見られる構造が複数回捉えられた。本発表では、(a) 3月21日 1230UT~1430UT の高度 9km 付近と (b) 3月22日 1130UT~1230UT の高度 7km 付近で捉えられた KH 波に着目する。

(a) の事例では、水平風に周期 1 日以下の波状構造が顕著である。この構造についてホドグラフ解析を行ったところ、上向き群速度を持ち、鉛直・水平波長はそれぞれ 1.7km・132.9km であると見積もられた。また、鉛直風の位相と併せた解析から、北東向きの波数ベクトルことが分かった。対地周期は 55.5 時間と極めて長いことから、この波状構造は地形性重力波であると推測される。これらの力学特性はこの期間に地表付近で  $15\text{ms}^{-1}$  程度の北東風が吹いていたことと整合的である。また、KH 波が見られた領域の鉛直シアの 43% が重力波によってもたらされたものであることが分かった。

一方、(b) の事例では、高度 6.5~8.5 km に KH 波が見られる。同期間の高度 6.5 km 付近に局在した波状構造が、極めて強い鉛直シアを形成していることが分かった。ホドグラフ解析を行い、この構造のパラメータを見積もったところ、上向き群速度を持ち、鉛直・水平波長はそれぞれ 1.6km・90.8km であった。また、鉛直風の位相と併せた解析から、南東向きの波数ベクトルことが分かった。対地周期は 3.3 時間と推定された。この波状構造は、昭和基地付近を通過した低気圧によって励起された非地形性重力波と考えられる。

これらの重力波が励起されたメカニズムについて、再解析データ・モデルシミュレーションと併せた解析結果も発表する予定である。

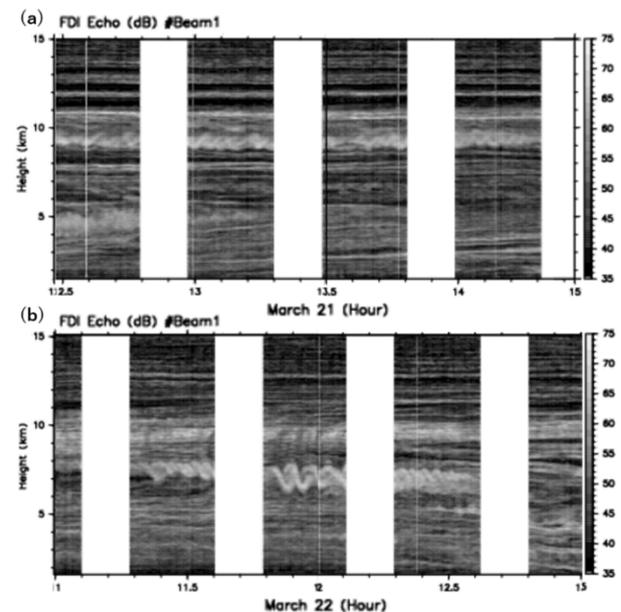


図: PANSY レーダーの FDI 観測によって捉えられた KH 波。(a) 3月21日 1230UT~1430UT の高度 9km 付近と (b) 3月22日 1130UT~1230UT の高度 7km 付近に顕著に見られた。

## 2019 年南半球 SSW の波動伝播特性とダブルジェット

\*直江寛明<sup>1</sup>, 小林ちあき<sup>1</sup>, 原田やよい<sup>1</sup>, 今田由紀子<sup>1</sup>, 前田修平<sup>2</sup>, 廣岡俊彦<sup>3</sup>

<sup>1</sup> 気象研究所, <sup>2</sup> 高層気象台, <sup>3</sup> 九州大学理学研究院

### 1. はじめに

南半球の成層圏突然昇温 (SSW) は珍しく、これまで 2002 年に波数 2 が卓越する極渦分裂型で major SSW となった例と、1988 年に波数 1 が卓越する極渦変位型で minor SSW だった例しか報告されていない。2019 年 9 月に波数 1 型の minor SSW が発生し、極域気温 (80-90S, 10 hPa) は 8 月後半から 40 K 以上昇温して 9 月 19 日 264 K に達した。

2019 年 9 月の海況および循環場は、赤道海面水温は暖水プール (もどき/中部太平洋赤道域) エルニーニョ現象、成層圏準二年振動は下部成層圏で西風、太陽活動は極小期、正のインドダイポール、マッデン・ジュリアン振動の位相 (Wheeler and Hendon, 2004) は 5-6 → 8-1 であった。

南半球環状モード (SAM) は南半球の中高緯度で卓越する季節内変動である。冬春季に、正の環状モードは亜熱帯ジェットと eddy driven jet との double jets 構造、負の環状モードは亜熱帯ジェットが優勢で single-merged jet 構造をしている (Lachmy and Harnik 2014)。2019 年 SSW 発生時の特徴は double jet 構造をしており、本発表では循環場の特徴、eddy driven jet の役割、対流圏ジェット変位の予測可能性について報告する。

### 2. 方法

SAM パターンは、JRA-55 長期再解析データから、各高度面の高度場 (20-80S) で寒候期 (6-11 月) の月別偏差 (2.5 度格子, 1979-2019 年) に対し経験的直行関数解析を行い、その第 1 モードとして求め標準偏差で規格化した。SAM 指数は日別高度場偏差を各高度面での SAM パターンへ荷重して求めた。EP flux は 6 時間値を用いて計算した。日偏差は日別平滑年平均値からの差として求め、日別平滑年平均値はカレンダー日で 1979-2019 年の単純平均値から Lanczos フィルターで 60 日以上の成分を濾波して作成した。予測可能性は、気象庁現業の 1 か月予報データ (2.5 度格子) を用いた。

**3. 結果** SAM 指数の高度時間断面を図 1 に示す。2019 年の冬季は負の環状モードが 7 月から優勢で、下部成層圏で 9 月から 12 月上旬まで指数-2 の状態が続いた。9 月中旬には 10 hPa で-6 にも達し、この時昇温が最大となった。図 2 に 9 月 9 日の refractive index、EP flux 偏差とその発散偏差を示す。60S, 300 hPa で赤道向き偏差つまり擾乱の極向き運動量輸送があり、EP flux 発散偏差は eddy driven jet を維持している。上部対流圏から成層圏では 60-70S に導波管があり、惑星波が上方伝播して昇温に寄与している。対流圏内では下向き偏差となっている。

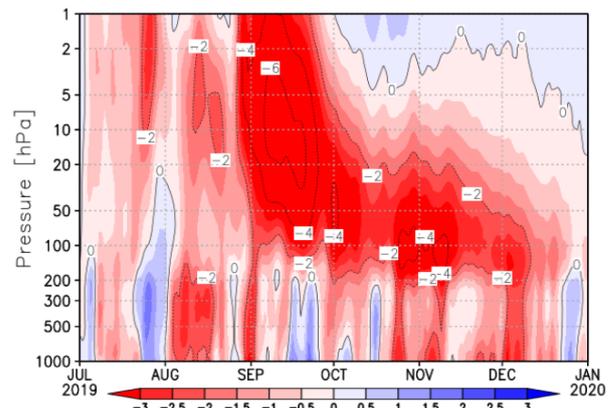


図 1 SAM 指数の時間高度断面。2019 年 7-12 月。赤 (青) は負 (正) の環状モード。

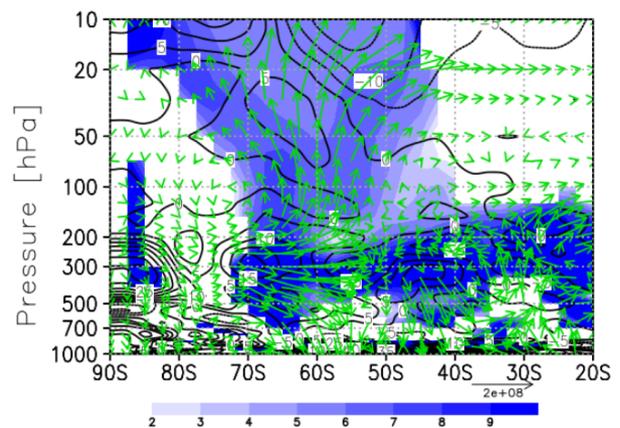


図 2. 2019 年 9 月 9 日の refractive 指数 (陰影)、EP flux 偏差 (ベクトル)、EP flux 発散偏差 (コンター)。

謝辞 本研究は科研費(20H05171)の協力を得た。

# 物質循環システム (MC)

# 衛星観測データバイアス補正による炭素収支解析への影響

\*眞木貴史 (気象研), 中村貴 (気象庁), 近藤圭一 (気象研)

## 1. はじめに

現在、炭素循環解析には複数の衛星観測データを利用することが可能であるが、衛星観測データはそれぞれに固有の時空間的に変化するバイアスがある。本研究では、独立した逆解析による分布を用いて衛星データのバイアスを推定することで、バイアスの問題を克服することを試みた。

## 2. 解析手法

衛星観測データは現時点で最も長期間の観測データを得ることができる GOSAT SWIR L2 XCO<sub>2</sub> (Ver. 2.8) を用いた。衛星観測データのバイアスは、直接観測データ (地上, 航空機, 船舶) とオンライン輸送モデル、逆解析による独立解析 (表 1; 気象庁二酸化炭素分布情報[1]) を用いて評価した。その結果、各衛星データのバイアスに緯度、海陸 (植生) や季節による変化が見られたため、衛星観測データと独立解析値の差を衛星観測データのバイアスと見なすことにした。バイアスの補正法としては、補正なし (RAW), 全球固定値 (FIX), 全球平均値 (ALL), 月平均値 (CLM), 毎月補正 (MON) を行い、実験システムに導入した。

## 3. 結果

全球的な CO<sub>2</sub> 収支を見ると (図略), 衛星観測データの導入 (2009) 以降, 全球規模での陸域-海洋の二酸化炭素収支バランスに変化が生じた。RAW 実験が最も陸域の二酸化炭素吸収 (2009~2017 の平均) を大きく (-3.46PgC/yr) 解析した。WDCGG データのみを用いた解析では -2.88PgC/yr となり, CLM 実験では -3.17PgC/yr となった。領域毎に見ると, 温帯北米, 南米, 北アフリカ, ユーラシア等で衛星バイアス補正法による二酸化炭素収支の違いが大きかった (図 1)。

解析期間	1985-2017
逆解析手法	ベイズ統合逆解析
領域分割数	22
輸送モデル	GSAM-TM(TL95L60)
気象場	JRA-55
先験情報	CDIAC, CASA, JMA-Ocean
観測データ	WDCGG (約 150 地点)

## 4. 考察

衛星観測データの補正法により, 解析された二酸化炭素収支に大きな違いが出ることが分かった。特にバイアスを補正しなかった場合, 衛星観測データのバイアス (全球平均で -0.97ppm) と陸域に比較的多い観測データにより陸域の CO<sub>2</sub> 吸収量が増加した。この影響は衛星観測データのバイアスを月毎に平均することでかなり軽減できることも分かった。

地域毎に見ると, 地上観測データ数に対して相対的に衛星観測データ数の多い主に陸域で CO<sub>2</sub> 収支解析に影響が出ることが分かった。特に南米など地上観測地点の殆どない領域では衛星観測データのバイアス補正手法による違いが大きく, より適切なバイアス補正法の導入が重要であることを示している。

## 5. 謝辞

本研究は環境研究総合推進費課題 (2-1701), JSPS 科研費課題 (19K12312) の助成を受けた。GOSAT 観測データは, GOSAT 研究公募事務局より提供を受けた。

## 参考文献

[1] Maki, T., et al., 2010, Tellus B. 62, 797-809.

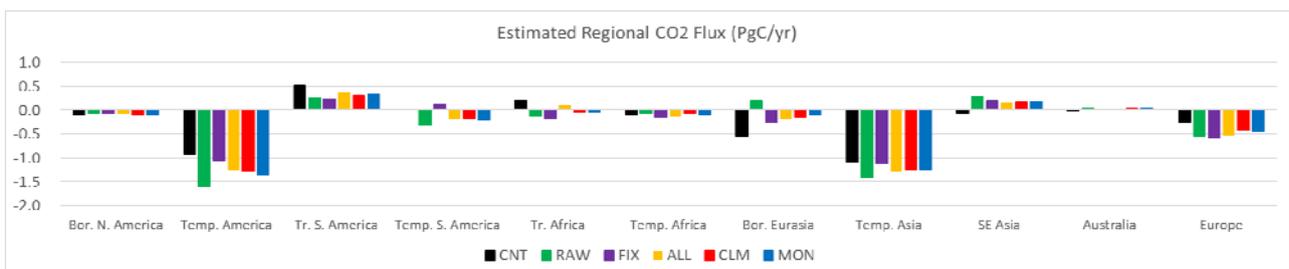


図 1: 衛星バイアス補正法ごとの年平均領域 CO<sub>2</sub> 収支 (2009~2017)

# 飛騨高山冷温帯落葉広葉樹林で観測された炭素収支の年々変動および長期トレンド

\*村山昌平、近藤裕昭、石戸谷重之、前田高尚、山本晋（産業技術総合研究所）  
三枝信子（国立環境研究所）、村岡裕由（岐阜大学）

## 1. はじめに

全球規模の炭素循環において、陸域生態系の役割は重要である。しかし、大気-陸域生態系間の炭素収支の変動要因については十分に理解されていない。今後、さらに地球温暖化が進行し、大気中  $\text{CO}_2$  濃度が増加した場合、温暖化に伴う生長季節の長期化や  $\text{CO}_2$  濃度増加に伴う施肥効果の増大は、 $\text{CO}_2$  吸収を強めるように働くが、温暖化に伴う呼吸・分解活動の活発化は  $\text{CO}_2$  放出の増大に寄与する。また、極端気象の頻出は、陸域生態系を攪乱し、炭素収支に影響を及ぼしうる。このように炭素収支の将来予測には不確実性が大きく、気候変動予測の精度向上や効果的な温暖化対策の策定の障害となっている。この問題を解決するために、森林をはじめとする陸域生態系における  $\text{CO}_2$  フラックスの長期観測が有効であり、変動要因の解明や地球温暖化・ $\text{CO}_2$  濃度増加による炭素収支への影響の早期検出が試みられている。しかし、20年以上にわたる長期観測例は少ない。本研究では、1993年から岐阜県高山市の冷温帯落葉樹林観測サイト（TKY、 $36^{\circ}08' \text{N}$ ,  $137^{\circ}25' \text{E}$ , 1420 m）において実施している大気-生態系間  $\text{CO}_2$  フラックス観測で得られたデータを解析し、炭素収支の年々変動及び長期トレンドと各種環境要因との関係を調べたので、結果を報告する。

## 2. 観測・解析方法

TKYサイトの主要樹種は、樹齢60年以上、樹高15~20mのダケカンバやシラカンバ、ミズナラであり、例年5月に展葉、10月に落葉する。林床はササに覆われているが、概ね12~4月は積雪期間である。25mの観測タワーを用いて、タワートップにおいて渦相関法(1998年までは傾度法)によるフラックス観測、林内外の複数高度において  $\text{CO}_2$  濃度及び気象要素の観測を実施し、また土壌環境観測及び林内外の光合成有効放射 (PAR) の測定による葉面積指数 (LAI) 推定(1998年以降)等も行った。フラックス観測からは、正味の  $\text{CO}_2$  吸収 (純生態系生産:NEP) が得られるが、Saigusa et al. (2005)<sup>1)</sup> の手法 (一部変更) を用いて、光合成による  $\text{CO}_2$  吸収 (総一次生産:GPP) 及び呼吸による  $\text{CO}_2$  放出 (生態系呼吸:Rec) を分離推定した。なお、本発表では欠測が少なかった1995年以降を対象にした。

## 3. 結果と考察

解析結果をまとめると以下の通りである。

- (1) 年間のNEP及びGPPの年々変動は大きく、Recの年々変動は小さかった (図1)。このため、年間NEPの年々変動は、主にGPPの年々変動に依存していた。
- (2) 年間NEPは夏~初秋の各月のNEPの変動と有意な正の相関があった。また7~9月のNEPは日射量の変動の影響を強く受けており、この時期の天候の年々変動が、年間NEPに影響を及ぼしていることが示唆された。
- (3) 春の気温が高い年は、展葉や日平均NEPが正に転じる日が早まる傾向が見られた。そのような年は、年間NEPが増大する傾向が見られた。

(4) 葉が出そろった夏季(DOY180-240)のLAI平均値と年積算NEP(図2)および年積算GPPの年々変動は似た変動を示し、高い正の相関を示した。特に2004年の複数の台風来襲のあと、2013年頃まで顕著な年積算NEP、GPPの増加傾向が見られたが、夏季のLAIもこの間、顕著な増加傾向が見られ、攪乱後の夏季のLAIの回復がNEPの増加に寄与している可能性が示唆された。

(4) 1995年~2019年の期間において、年間のNEP、GPP、Recは、いずれも統計的に有意に増大する傾向を示した (図1)。

これらの年々変動や長期トレンドがどのようなメカニズムに起因するものなのか、また、地球温暖化や  $\text{CO}_2$  濃度増加の影響を反映したものかどうかを明らかにするためには、さらにデータを蓄積し、解析を進めて行く必要がある。

**謝辞** 本研究の実施に当たっては、岐阜大学流域圏科学研究センター高山試験地および産総研のスタッフにお世話になった。謝意を表したい。本研究はJSPS科研費 (JP18H03365、JP19H03301、JP19H01975)、環境省地球環境保全等試験研究費等により実施された。

## 参考文献

- 1) Saigusa et al. (2005) *Agric. For. Meteorol.*, **134**, 4.

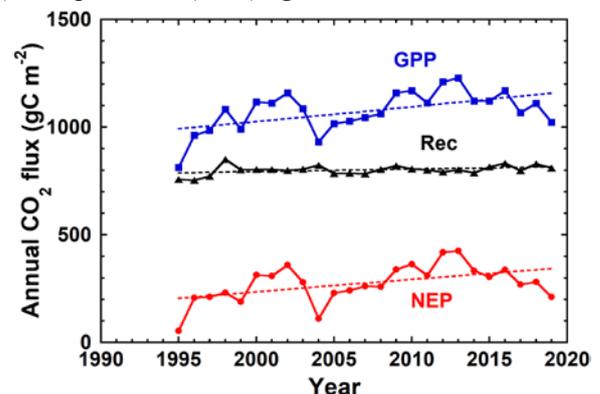


図1. 年間NEP、GPP、Recの変動。図には、長期トレンド (回帰直線) も示す。

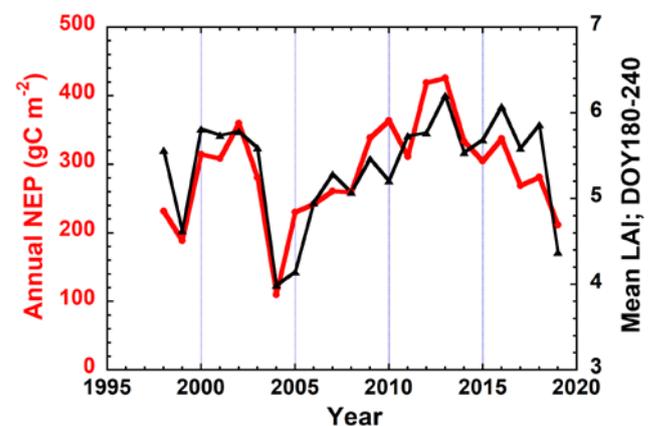


図2. 1998-2019年の年積算NEP (赤) と夏季 (DOY180-240) のLAI平均値 (黒) の年々変動。

## GOSAT-TCCON XCO<sub>2</sub> データの差異と地理的要素との相関について

井口敬雄（京大防災研）

### 1. はじめに

人工衛星の観測に基づく二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)濃度データは CO<sub>2</sub> 観測点の疎らな領域を補い、大気中の炭素収支の詳細な実態の解明を可能にするものとして期待されているが、データにバイアスが含まれており、逆転法によるフラックス推定に用いる場合の課題となっている。温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」(GOSAT)のプロジェクトではバイアス補正された XCO<sub>2</sub> データ (FTS L2 CO<sub>2</sub> カラム量) (SWIR) も公開しており、データ全体として TCCON 地上観測データを基準としたバイアスは補正されている。しかし TCCON 観測点毎に求めた GOSAT XCO<sub>2</sub> データのバイアスは、補正前より小さくなった観測点もあれば、逆に大きくなった観測点もあり (V02.72 と V02.75 との比較) (井口, 2020)、逆転法に利用する上で依然として大きなバイアスが残っていると言える。

本研究では、TCCON 観測点毎に求めた GOSAT XCO<sub>2</sub> データのバイアスをより小さくすることを目指し、その要因を明らかにすべく、まずはバイアスと観測点の地理的要素との相関を調べてみた。

### 2. 使用データ

本研究では、衛星観測に基づく XCO<sub>2</sub> データとして GOSAT FTS L2 プロダクトの V02.72 を、GOSAT Data Archive Service (GDAS) より取得して使用した。また、バイアス検証のリファレンスとなる地上観測データとして、TCCON Data Archive より GGG2014 データを取得して用いた。

### 3. 解析手法

バイアスを求めるにあたり、GOSAT SWIR プロダクト V02.75 におけるバイアス補正で用いられたマッチアップ条件に従い、GOSAT データと TCCON データからデータの選別を行った。ただし、今回は取得可能なデータの関係で、GOSAT データについては FTS

視野内陸率が 100% の陸域データのみを使用した。そして、マッチアップ条件を満たしたデータの数と期間より、19 か所の TCCON 観測点についてバイアスの解析を行うことにした。

選別されたデータからは、TCCON 観測点毎に  $\Delta XCO_2$  (GOSAT XCO<sub>2</sub> と TCCON XCO<sub>2</sub> の差) の平均値と二乗平均平方根 (RMS) を求め、緯度および高度差 (TCCON 観測点と FTS 視野内平均高度の差) の平均値との相関を調べた。

### 4. 結果

$\Delta XCO_2$  の平均値については、南半球の TCCON 観測点ではいずれも負のバイアスを示す一方、北半球では負から正まで比較的均等に分布した。緯度に対しては正の回帰係数が示されたが余り相関は高くない。高度差との相関は見られなかった。

$\Delta XCO_2$  の二乗平均平方根については、緯度との相関は見られなかったが、平均高度差との間に比較的高い相関が見られた。

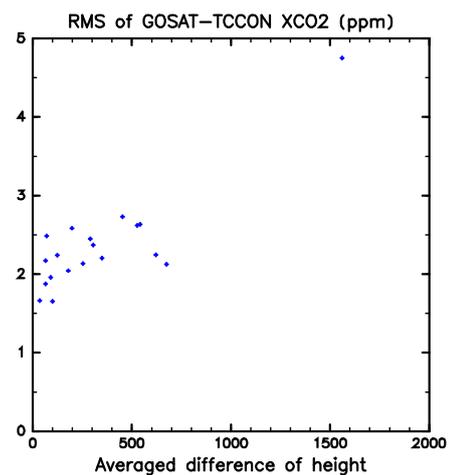


図1 TCCON 観測点における  $\Delta XCO_2$  の二乗平均平方根 (RMS) と平均高度差の散布図

### 参考文献

井口敬雄, 2020, 京都大学防災研究所年報, 63B (投稿中)

## 地球システムモデルによる CMIP6 実験での 大気 CO<sub>2</sub> 分布再現性の評価

\*田中泰宙, 辻野博之, 足立恭将, 小畑淳, 中野英之, 保坂征宏, 神代剛, 行本誠史  
(気象庁気象研究所)

### 1. はじめに

地球温暖化の将来予測や適応策には、CO<sub>2</sub>分布を観測・監視し、また観測で検証された数値モデルにより将来のCO<sub>2</sub>濃度変化を予測する技術が不可欠である。従来の温暖化予測実験では多くの場合、大気CO<sub>2</sub>濃度は全球年平均値を一様に仮定して計算を行ってきた。結合モデル相互比較実験(CMIP)では、炭素循環を含み、大気CO<sub>2</sub>濃度を予測する地球システムモデル(ESM)の比較が、第5期実験(CMIP5)から進んでいる。これによって、CO<sub>2</sub>の排出シナリオや気候の変化に対する海洋や陸域生態系の炭素フィードバックが取り入れられ、より現実的プロセスに基づいたCO<sub>2</sub>と気候の予測結果が期待できる。今のところ、Hoffman et al. (2014)等の比較結果はあるものの、モデルを改良し信頼性を向上させるには、観測との比較を通じたより詳細な解析が必要である。本研究では第6期結合モデル相互比較実験(CMIP6)での気象研究所の地球システムモデルMRI-ESM2.0および他機関の気候モデルによる大気CO<sub>2</sub>分布を比較解析し、その特徴を調べる。

### 2. MRI-ESM2.0の炭素循環過程

気象研究所地球システムモデルMRI-ESM2.0(Yukimoto et al., 2019)は、大気大循環モデルMRI-AGCM3.5、海洋モデルMRI.COMv4、エーロゾルモデルMASINGAR mk-2 rev.4c、大気化学モデルMRI-CCM2.1を結合させた気候モデルである。炭素循環はMRI-ESM1(Adachi et al., 2013)に含まれる陸域炭素循環モデル(Obata and Adachi, 2019)および海洋生物地球化学循環モデル(Nakano et al., 2015)を用いている。このモデルでは窒素循環は含まれておらず、また、大気CO<sub>2</sub>による放射フィードバック以外は気候からのフィードバック過程は含まれていない。

### 3. 結果

CMIP6では炭素循環結合気候モデル相互比較実験(C4MIP; Arora et al., 2019)で、炭素の放出量駆動(E-driven)の気候実験結果が提出されている。図1に、CMIP6 C4MIP 歴史再現実験(esm-hist)に提出されている全球平均の地表付近大気CO<sub>2</sub>濃度の時間変化を示

す。気象研究所MRI-ESM1では大気CO<sub>2</sub>濃度が現実と比較して十分高くないという問題点があったが、MRI-ESM2.0では従来と比較すると改善がみられる。しかし観測値と比較するとまだ濃度上昇が十分ではなく、観測による全球CO<sub>2</sub>濃度の2014年の年平均値は約398 ppmと推定される場所、MRI-ESM2.0では381 ppmにとどまっている。また他機関のESMによる全球平均大気CO<sub>2</sub>濃度を比較すると、歴史再現実験でもその差は非常に大きく、CO<sub>2</sub>濃度の時間発展についてはCMIP5に提出されたモデルからの大きな改善は見られない。今後、気候モデルによるCO<sub>2</sub>分布を地上、航空機および衛星観測と比較し、その特性を調査する。

### 参考文献

- Adachi, Y., et al., 2013.: *Pap. Meteorol. Geophys.*, **64**, 1-19, doi:10.2467/mripapers.64.1.
- Arora, V. K., et al., 2019: *Biogeosciences Discuss.*, doi:10.5194/bg-2019-473.
- Hoffman, F. M., et al., 2014: *J. Geophys. Res.: Biogeosciences*, **119**, 141-162, doi:10.1002/2013jg002381.
- Nakano, H., et al., 2015: *Global Biogeochemical Cycles*, **29**, 1706-1724, 10.1002/2015GB005128.
- Obata, A., and Y. Adachi, 2019: *J. Geophys. Res.: Biogeosciences*, **124**, 1865-1886, 10.1029/2018JG004696.
- Yukimoto, S., et al., 2019: *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, doi:10.2151/jmsj.2019-051.

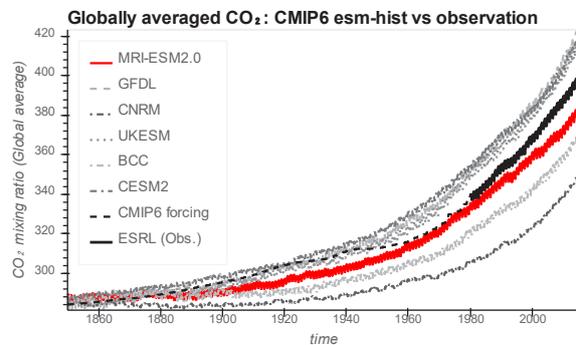


図1. CMIP6 C4MIP esm-hist 実験による地表付近CO<sub>2</sub>全球平均濃度の時間変化の比較。黒実線はNOAA ESRLによる観測、赤実線はMRI-ESM2.0。

## 南鳥島において観測されたバックグラウンド大気中の二酸化炭素安定同位体比の変動

\*村山昌平<sup>1</sup>、坪井一寛<sup>2</sup>、石島健太郎<sup>2</sup>、石戸谷重之<sup>1</sup>、松枝秀和<sup>2</sup>、森本真司<sup>3</sup>、佐藤幸隆<sup>4</sup>、  
幸田笹佳<sup>4</sup>、雪田一弥<sup>4</sup>、佐藤祥平<sup>4</sup>、池田諒<sup>4</sup>、洞口拓也<sup>4</sup>

<sup>1</sup>産業技術総合研究所、<sup>2</sup>気象研究所、<sup>3</sup>東北大学、<sup>4</sup>気象庁地球環境・海洋部

### 1. はじめに

南鳥島は、国内で唯一バックグラウンド清浄大気の観測が可能であり、同緯度帯を代表する大気組成の変動を捉えるのに適した場所である。一方、同地には大陸起源の人為活動や陸上生物活動の影響を受けた気塊がイベント的に運ばれて来る時もある。南鳥島における大気中 CO<sub>2</sub> 濃度の変動要因を詳細に調べるために、気象庁の協力の下、2011年6月よりフラスコサンプリング法による二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の安定同位体比( $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ )の観測を実施してきており、さらに2018年3月に連続観測を開始した。本発表では、これまでの観測結果について報告するとともに、これらの観測データに対して、同地における大気中ラドン(Rn)濃度連続観測データを用いたバックグラウンド清浄大気データの選別法を適用した結果についても紹介する。

### 2. 観測・解析方法

フラスコサンプリング法による観測では、現地において、概ね週1回の頻度で大気試料を採取し、産総研において主要温室効果気体の濃度及びCO<sub>2</sub>の安定同位体比の分析を行った。連続観測は、レーザー分光法を用いた分析計を現地に設置して実施した。時系列データに対するベストフィットカーブの計算及び、季節変動、経年変動等の各成分の分離は、Nakazawa et al.<sup>1)</sup>の手法を用いて行った。また、Rn濃度の時系列に対して、上記手法でベストフィットカーブを求め、当カーブより低濃度が観測された期間をバックグラウンド大気を反映した期間として判定し、当期間に得られたCO<sub>2</sub>濃度・同位体比データをバックグラウンド大気を反映したものとして選別した(Rn-select)。

### 3. 結果と考察

図1に、これまでに得られた観測結果を示す。CO<sub>2</sub>濃度は、春に最高値、初秋に最低値を示す明瞭な季節変動を示し、人為起源のCO<sub>2</sub>放出を反映して、経年増加も見られる。 $\delta^{13}\text{C}$ は、CO<sub>2</sub>濃度に対して明瞭な負の相関を示しており、両者の関係から季節変動は、主として大気-陸上生物圏(C<sub>3</sub>植物)の交換に起因していることが確認された。 $\delta^{18}\text{O}$ については、炭素循環だけでなく水循環も関係しているため、CO<sub>2</sub>濃度との相関は見られないが、夏季に最高値、晩秋に最低値を示す明瞭な季節変動を示した。全データとRn-selectを比較すると、Rn-selectでは冬季の大陸起源の人為活動や陸上生態系の呼吸活動を反映した高CO<sub>2</sub>、低 $\delta^{13}\text{C}$ データ及び夏季の光合成活動を反映した低CO<sub>2</sub>、高 $\delta^{13}\text{C}$ データが除去され、 $\delta^{18}\text{O}$ については、年間を通して北半球高緯度ほど降水や大気中CO<sub>2</sub>の $\delta^{18}\text{O}$ が低いことを反映して、通年北半球高緯度の大陸起源の低 $\delta^{18}\text{O}$ のデータが除去されており、全般的に季節変動の振幅が全データより縮小する傾向が見られた。

経年変動については、2015~2016年、2018~2019年

に他の期間よりCO<sub>2</sub>濃度増加及び $\delta^{13}\text{C}$ 減少が顕著であり、エルニーニョ期間と重なっていた。Rn-selectで選別されたCO<sub>2</sub>濃度と $\delta^{13}\text{C}$ の経年変動が全球規模の炭素収支を反映していると仮定し、Goto et al.<sup>2)</sup>の手法を用いて全球炭素収支を求めたところ、2012~2018年に化石燃料消費で平均 $9.2 \pm 0.2(1\sigma) \text{ PgC y}^{-1}$ 放出されたもののうち陸上生態系(土地利用変化による放出を含む)及び海洋による正味の吸収の平均は、それぞれ $2.5 \pm 1.7(1\sigma) \text{ PgC y}^{-1}$ 、 $2.0 \pm 0.8(1\sigma) \text{ PgC y}^{-1}$ となり、上記CO<sub>2</sub>濃度増加、 $\delta^{13}\text{C}$ 減少が顕著な期間は、陸上生態系による炭素吸収が弱まる傾向が見られた。 $\delta^{18}\text{O}$ については2014~2015年に増加傾向が見られるが、エルニーニョ時に世界各地でCO<sub>2</sub>の $\delta^{18}\text{O}$ の経年変動が正の偏差を示すこと、東南アジアや南米の降水の $\delta^{18}\text{O}$ が正の偏差を示すこと等が指摘されており<sup>4)</sup>、上記増加はこれを反映している可能性がある。

発表では、CO<sub>2</sub>安定同位体比連続観測データに対してRn-selectを適用した結果についても紹介する。

**謝辞** 観測にご協力いただいた気象庁職員の方々、産総研スタッフに謝意を表したい。本研究は環境省地球環境保全試験研究費等により実施されたものである。

**参考文献** 1) Nakazawa et al. (1997) *EnvironMetrics* **8**, 889. 2) Goto et al. (2017) *J. Geophys. Res. Biogeosci.* **122**, 1192. 3) Global Carbon Project (2019). 4) Welp et al. (2011) *Nature* **477**, 579.

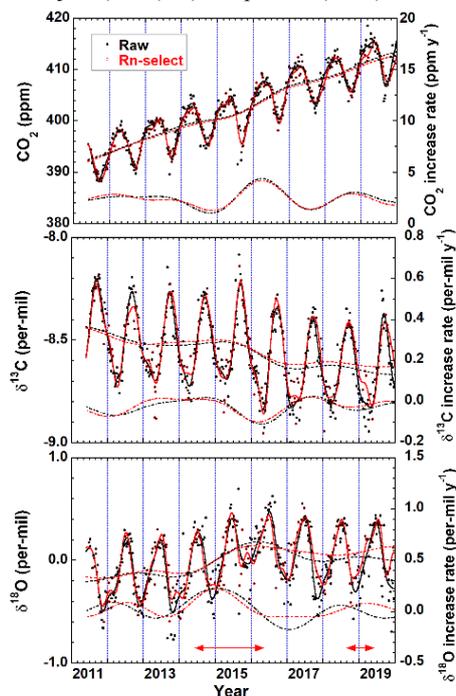


図1. 南鳥島での観測で得られた(上)大気中CO<sub>2</sub>濃度、(中)CO<sub>2</sub>の $\delta^{13}\text{C}$ 、(下) $\delta^{18}\text{O}$ の変動。全データRaw(黒)及びRn-select(赤)を適用した結果を示す。ベストフィットカーブ(実線)、経年変動(破線)および増加率(一点鎖線・値は右軸)も示す。また、下部矢印はエルニーニョ期間を示す。

# ニュージーランド・ローダー上空高度 24-31 km で観測された非球形粒子と低濃度オゾン

\*酒井哲<sup>1</sup>, 内野修<sup>1,2</sup>, 永井智広<sup>1</sup>, 吉田智<sup>1</sup>, 小司禎教<sup>1</sup>, 大島長<sup>1</sup>, 眞木貴史<sup>1</sup>, 森野勇<sup>2</sup>, Richard Querel<sup>3</sup>, Ben Liley<sup>3</sup>

1. 気象研究所, 2. 国立環境研究所, 3. NIWA

## 1. 概要

2020年2月16日以降, ニュージーランド・ローダー上空高度 24-31 km で, 2019年12月末から翌年1月にかけてオーストラリアで発生した森林火災起源と考えられる高濃度の非球形粒子をライダーで観測した. また, オゾンゾンデでは同高度で低濃度のオゾンを観測した. このような高さで森林火災粒子を観測した例はこれまで少なく, 地球放射収支や大気化学場, また GOSAT 等の衛星プロダクト導出にも影響を与える可能性があるため, ここに報告する.

## 2. ライダーとオゾンゾンデによる観測結果

Fig. 1a に 2020年2月17日にニュージーランド・ローダー (45°S, 170°E) に設置した2波長・偏光ライダーで観測した波長 532 nm の後方散乱比 (エアロゾル混合比に対応, BSR) と粒子偏光解消度 (非球形性の指標, PDR) の高度分布を示す.

高度 24-31 km に BSR が最大 10, PDR が 14-16% のエアロゾル層を観測し, この領域に高濃度の非球形粒子が分布していたことが分かる. その光学的厚さを層上下端での信号減衰から見積もると 0.12 であった. この値と同じ高度でのエアロゾル後方散乱係数の積分値 ( $IBC=1.36 \times 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ ) から消散・後方散乱係数比 ( $Sp$ ) を求めると 86 sr と高く, 光吸収性のエアロゾルが分布していた可能性が考えられる. これらの観測値を 2017年にヨーロッパ上空 15-16 km 高度で観測されたカナダ森林火災粒子の観測値 ( $PDR=18 \pm 1\%$ ,  $Sp=72 \pm 9\%$ ) [1] と比較すると, PDR はほぼ同じで,  $Sp$  はやや大きい.

Fig. 1b に同日にオゾンゾンデで観測したオゾン混合比の高度分布を示す. 上で述べたエアロゾルが観測された高度でのオゾン混合比は, 2015-2019年の2月平均に比べて 2-3 ppmv 低かったことが分かる. この主な理由は, オゾン混合比の低い対流圏の空気が上昇したことであると推測しているが, エアロゾル表面でのオゾン消滅反応の可能性もある. 今後検討が必要である.

また, 高度 15-20 km にも比較的高濃度 ( $BSR=1.3-1.6$ ) のエアロゾルが観測された. PDR は 3-8% で上層の値よりも低く, 非球形度が低い (もしくは粒径がレー

ザー波長より小さい) 粒子が分布していたと考えられる. 成層圏 (対流圏界面-高度 33 km) エアロゾルの IBC は  $1.86 \times 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$  で, 2015年のカルブコ火山噴火直後の約 2 倍, 1991年に噴火したピナツボ火山噴火から約 2 年後の 1993年8月と同程度の大きさである.

Fig 2 に 2020年1月-3月の PDR の高度-時間断面図を示す. 2月16日以降, 同月下旬や3月中旬にも高度 21-31 km に非球形粒子が観測されている. また1月中旬に高度 15 km で観測された高 PDR 層は, その後上方に広がり, 3月末にはその上端が高度 23 km に達している.

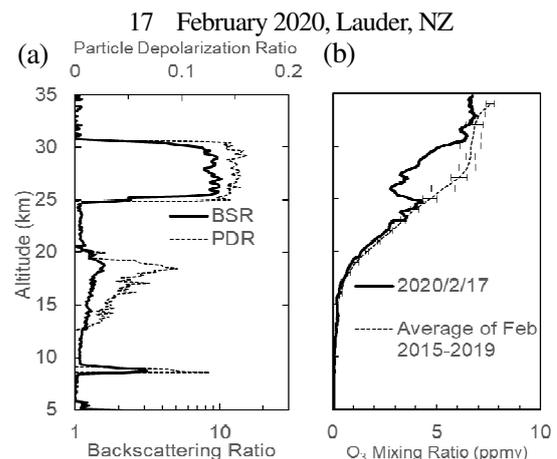


Fig. 1 2020年2月17日にニュージーランド・ローダーで観測された (a) BSR (エアロゾル後方散乱比, 実線) と PDR (粒子偏光解消度, 点線), (b) オゾンゾンデで観測されたオゾン混合比の鉛直分布 (実線) (点線: 2015-2019年2月の平均値).

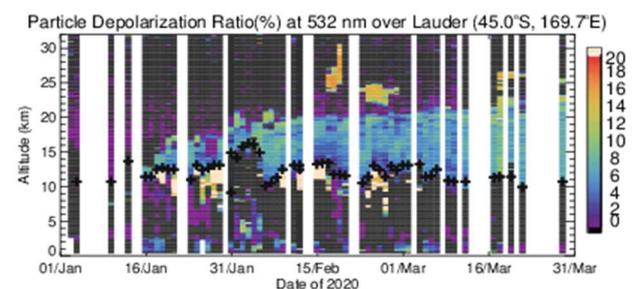


Fig. 2 2020年1月-3月の PDR の高度-時間断面図. +は圏界面高度を示す.

参考文献: [1] Haarig, M., 2017, *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 11847-11861.

寒冷地対応型ポータブル PM<sub>2.5</sub> 測定システムの開発と性能評価及び利用希望者への情報提供

\*安成哲平（北大北極セ；北大 GI-CoRE；北大広災害セ），+若林成人（北大工学院）  
松見豊（名大宇宙地環研），的場澄人（北大低温研）

## 1. 背景

現在進行している地球温暖化において、北極域及び周辺域を含んだ特に中緯度から北極圏において、将来温暖化の進行と共に森林火災とそこから排出される大気汚染が予測されている（Veira et al., 2016）。大規模森林火災からは大気汚染が発生し、高濃度 PM<sub>2.5</sub> が例えば、シベリア域及び周辺域の森林火災から発生し北海道（札幌）まで輸送されることが報告されている（e.g., Yasunari et al., 2018）。近年、衛星観測により森林火災の発生箇所の特定は容易となったが、実際に現地においては、アクセスやメンテナンスの難しさから現地の地上 PM<sub>2.5</sub> 測定は困難な場合がある。日本国内では相当な数の PM<sub>2.5</sub> 測定機器が環境省により設置され、高密度観測が展開されている（<https://bit.ly/3jmfSec>）。一方、シベリア域では、未だ地上の時空間 PM<sub>2.5</sub> 変動がよくわかっていないという状況である。このような場合、高価な機器を多数設置することは現実的でなく、シベリアは通年観測をする際にも冬季極寒な気候がよく知られており、観測機器自体にも工夫が必要である。そこで、我々の研究グループでは、名古屋大学と（株）パナソニックが共同開発した安価な小型 PM<sub>2.5</sub> センサー（Nakayama et al., 2018）を使用して、極寒の寒冷地でも使用できるシステム（自動温度調節断熱ボックス）を開発し、それに PM<sub>2.5</sub> センサーを組み込み測定性能などの検証を行ってきた（若林, 2020）。

本研究発表では、その札幌での冬季検証結果と、その後のアラスカでの森林火災（Yasunari et al., in review）やその後の冬季も含めた観測事例の紹介と、その後の改良版システムと希望利用者の作成・購入方法などについて説明・紹介する。

2. 寒冷地対応型ポータブル PM<sub>2.5</sub> 測定システム概要

鉄箱に入った小型 PM<sub>2.5</sub> センサーを作成した断熱箱内に設置・固定し、4つの白熱電球ヒーターのオン/オフを温度コントローラーで制御する。断熱箱内の温度が設定温度以下になると（現在基本設定は、5°C）、ヒーターが点灯し、内部の温度を0度以上に保つことができる。断熱箱の2箇所の通風口を開け、そのうち1つに防水ファンを設置して、強制通風で外気を取り込み、内部の PM<sub>2.5</sub> センサーが問題なく大気環境の PM<sub>2.5</sub> を測定できるようにした（若林, 2020）。現在、図 1b の商用バージョン（海外利用版：アラスカ・ロシアなど）の自動温度調整断熱ボックスは、1台7万円程度で札幌の（株）タナカに依頼・作成が可能である（PM<sub>2.5</sub> セ

注）+：2020年3月修士課程修了

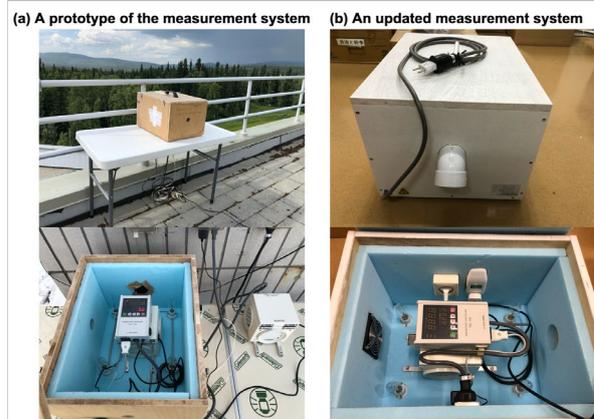


図 1. 寒冷地対応型 PM<sub>2.5</sub> 測定システム（自動温度調整断熱ボックス）の写真。(a) 初期のテスト用に作成したプロトタイプの断熱箱とアラスカ大へ設置した様子（上の写真）；(b) その後、改良などを加えて、現在（株）タナカで作成を依頼できるバージョン（雨除け、防水ファンや変圧プラグの埋め込みなど）。

ンサー部分は別途名古屋大に作成依頼が必要）。また、海外の現地観測用に、使用マニュアルを作成した。

## 3. 結果とまとめ

プロトタイプ（図 1a）を使った試験では、断熱箱の通風口にファンをつけることで外気とほぼ同じ状況で PM<sub>2.5</sub> が測定可能なことがわかり（外に直置きした PM<sub>2.5</sub> センサーの 1 時間平均値との比較で決定係数 0.99）、また札幌市内の環境省 PM<sub>2.5</sub> の 1 時間値と本測定システムの 1 時間平均値の比較でも決定係数 0.75 程度以上の良好な相関関係が確認できた（若林, 2020）。実績として、このプロトタイプ測定システムをアラスカ大国際北極圏研究センターに昨夏設置し、昨年森林火災時の高濃度 PM<sub>2.5</sub> 測定に成功している。（Yasunari et al., in review）。発表当日には、アラスカでの昨年からの連続時系列データなども紹介予定である。その後作成の改良版は誰でも購入が可能な状況となっている。

## 参考文献

Nakayama, T., et al. (2018), *Aerosol Sci. Technol.*, 52(1), 2-12, doi: 10.1080/02786826.2017.1375078; Veira, A., et al. (2016), *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 3195-3223, doi: 10.1002/2015JD024142; 若林成人 (2020), 2019 年度北海道大学工学院環境創生工学専攻修士論文, 50 pp.; Yasunari, T.J., et al. (2018), *Sci. Rep.*, 8, 6413, doi:10.1038/s41598-018-24335-w.

## 謝辞

本研究は、基盤研究 (B: 19H01976; C: 16K06551) 及び北大低温研共同研究の支援を受け、アラスカ大の岩花剛氏に設置協力をしていただいた。

## 地上観測データ解析による奈良におけるエアロゾルと気象要素の研究

\*神谷美里、中辻菜穂、山田奈直、中川真友、久慈 誠（奈良女子大学）

## 1. はじめに

近年、アジア地域では経済活動の発展に伴う大気汚染が深刻化し、健康被害や視程悪化による交通への影響が懸念されている。大気汚染を引き起こす要因の一つにエアロゾルが挙げられる。そのため、エアロゾルの動態を把握することは大気環境を把握する上で重要である。

当研究室ではポータブルタイプの測定器を用いたエアロゾルの観測を継続的に行っている。ここで例えば、New Zealand の Auckland においては、気温や相対湿度、風速などの要素と比較することで、ヘイズが発生しやすい気象条件が調べられている (Salmond *et al.* 2015)。そこで本発表では、エアロゾル観測データと気象要素との比較を行うことで、エアロゾルの微物理特性と気象要素との関係について報告する。

## 2. 観測データと解析方法

解析には、Optical Particle Counter (OPC)、微小粒子状物質 Particulate Matter (PM<sub>2.5</sub>)、並びに気象要素の各観測データを使用する。

【OPC】空気 1 L あたりのエアロゾルの粒子数濃度を粒径毎に測定する。2013 年 9 月から奈良女子大学で観測を行っており、観測時刻は 14:00 JST である。

【PM<sub>2.5</sub> (微小粒子状物質)】大気中に浮遊する粒径 2.5  $\mu\text{m}$  以下の粒子の質量濃度 ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ) である。観測は本学から約 7 km 離れた西部大気汚染測定局において、2012 年 4 月から 1 時間毎に 1 日 24 回行われており、1 時間値が公表されている。

【気象要素】奈良市の風向、視程を気象庁ホームページよりダウンロードした。本学から約 800 m 離れた奈良地方気象台で観測が行われている。尚、観測データは OPC の観測時刻と合わせて 14:00 JST のものを使用した。

## 3. 結果と考察

OPC と風向の比較を行ったところ、南寄りあるいは西寄りの風が吹くときに粒子数濃度が高い傾向が見られ、風向が東北東および南南東～西北西のときに全データの平均よりも粒子数濃度が高いことが分かった。南南東～西北西という連続した範囲において粒子数濃度が高いことから、本学で観測されるエアロゾルは風で輸送されてきた可能性が示唆される (神谷 他 2020)。

図 1 に風向ごとの PM<sub>2.5</sub> の質量濃度の平均値と標準偏差を示す。この図より、風向が南西から西北西の時に

質量濃度が高くなっていることが分かった。これは OPC の小粒子と風向が示した傾向と同様であった。測定局の西側には市街地が広がっており主要道路が走っていることから、市街地などで発生した微粒子が風に乗って運ばれてきた可能性がある。

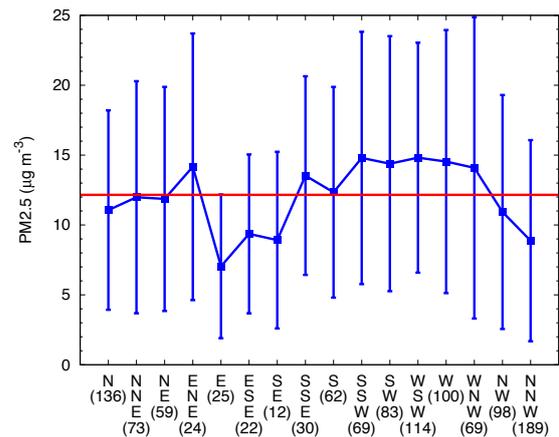


図 1 2013 年 09 月 01 日から 2019 年 08 月 31 日における風向毎の PM<sub>2.5</sub> 質量濃度の平均値と標準偏差。縦軸は質量濃度 ( $\mu\text{g m}^{-3}$ )、横軸は風向 (括弧内の数字は風向毎の観測回数を表す) を示す。赤い実線は全データの質量濃度の平均値 ( $12.15 \mu\text{g m}^{-3}$ ) を示す。また、PM<sub>2.5</sub> は非降水日のデータのみ使用しており、データ数は 1165 である。

## 4. まとめと今後の課題

本研究では、エアロゾル観測データを解析することで奈良における大気環境について調べた。また、気象要素との比較を行った。その結果、風向毎に粒子数濃度や質量濃度の違いがあることが分かった。

発表当日は粒子数濃度から算出したフラックスと風向の比較や後方流跡線解析を行った結果について詳細に議論する予定である。

## 謝辞

PM<sub>2.5</sub> データは奈良市役所より、気象観測データは気象庁より提供を受けました。厚く御礼申し上げます。また、観測にご協力頂いた関係者の皆様に感謝します。

## 参考文献

Salmond *et al.* 2015, DOI:10.1002/joc.4509.  
神谷 他 2020, 日本気象学会 2020 年度春季大会講演予稿集, P117.

## MIROC3.2 および MIROC5 化学気候モデルによる HFC のオゾン層への影響の解析

\*秋吉英治<sup>1</sup>・E. Dupuy<sup>1</sup>・山下陽介<sup>2,1</sup>  
 (国立環境研究所<sup>1</sup>・海洋研究開発機構<sup>2</sup>)

## 1. はじめに

ハイドロフルオロカーボン (HFC) は、代替フロンとして生産され使用されており、その大気中の濃度は増加している。HFC は、オゾン層を化学的に破壊しないが、強力な温室効果ガス (GHG) である。したがって、その増加は温暖化に影響を与える。Velders et al. (2014) によれば、HFC が規制なしに増加した場合、その放射強制力は、今世紀末には RCP2.6 の二酸化炭素の放射強制力に匹敵する。オゾン層に対しては、その温室効果によって成層圏の気温と循環に影響し、間接的にオゾン濃度に影響を与える。2016 年のモントリオール議定書のキガリ改正では、HFC が規制物質に追加された。

本研究では、HFC の増加に対するオゾン、温度、大気循環の応答を評価するため、国立環境研究所で開発された MIROC3.2 化学気候モデルおよび MIROC5 化学気候モデルを使ったアンサンブルシミュレーションの結果について報告する。

## 2. 方法

温室効果ガスの将来シナリオのひとつである RCP2.6 シナリオで 2095 年の大気成分について実験を行った。Hurwitz et al. (2015) の 2050 年における HFC 濃度を 2 倍および 3 倍にしたものがそれぞれ、Velders et al. (2014) による 2095 年あたりの規制なしの HFC の放射強制力の下限および上限に相当することから、これらの HFC 濃度を想定して実験を行った。

(1) HFC を入れない実験 (コントロール実験)

(2) 2×HFC(2050 年)を入れた実験

(3) 3×HFC(2050 年)を入れた実験

のそれぞれの 100 アンサンブル実験を行い、オゾン濃度や気温について、コントロール実験との差 (2)-(1)、(3)-(1)の解析を行い、HFC の影響を解析した。

## 3. 結果

ここでは (3) 3×HFC(2050 年)実験について、100 アンサンブル平均の結果を示す。

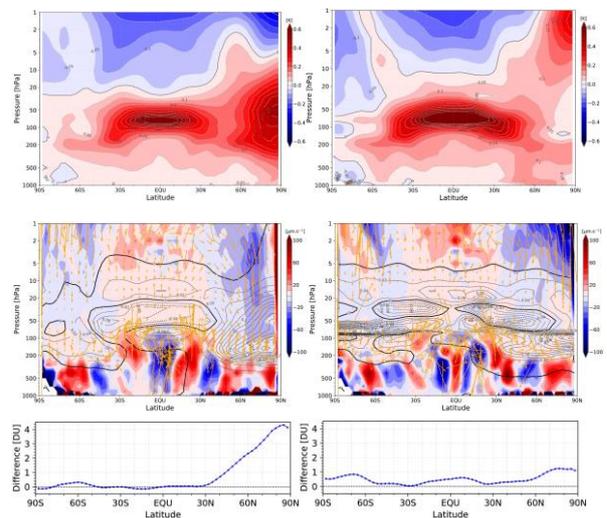
得られた気温やオゾンの変化は、低中緯度では Hurwitz et al. (2015) の経度平均 2 次元モデルの結果とよく似た結果となった。すなわち、気温に関しては成層圏の中部・下部で上昇した。オゾンについては、正偏差と負偏差の入り交じる複雑な応答とな

ったが、これも 2 次元モデルの結果と同様であった。60-200 hPa の正偏差は子午面流の下降流偏差に対応し、その上の 20-60 hPa の負偏差は子午面流の上昇流偏差に対応している、これらは、オゾン混合比が上に向かって急激に増加する濃度勾配中で起こった移流の結果として説明できる。また、いちばん上に見られる 5-20 hPa の正偏差は気温の減少による化学的な応答の結果と考えられる。このような正偏差・負偏差の入り交じった応答により、オゾン全量への影響は非常に小さなものとなった。

一方、高緯度の影響は、2 次元モデル、MIROC3.2 モデル、MIROC5 モデルの三者間で異なる結果が得られた。詳しい解析の結果、MIROC3.2 や MIROC5 の 3 次元モデルでの HFC 増加による波動および波動を介した循環への影響が、冬季で異なるためということがわかった。

## 4. まとめ

HFC が規制なしに増加した場合でもオゾン全量への影響は小さいことがわかった。ただし、高緯度への影響は、大気波動を介した影響のモデルによる違いが大きく、結果の解釈には注意を要する。



図：HFC が規制なしに増加した場合の MIROC3.2 (左) と MIROC5 (右) 化学気候モデルによる気温の変化 (上段)、オゾン混合比の変化 (中段、等値線)、鉛直流の変化 (中段、赤色が上昇流偏差、青色が下降流偏差)、オゾン全量の変化 (下段)。横軸は緯度。

謝辞：本研究は推進費【2-1709】と国環研のスパコンによって行われた。

# 北半球高緯度陸域メタン収支のボトムアップ評価

伊藤昭彦 (国立環境研究所、海洋研究開発機構)

## 1. はじめに

メタン ( $\text{CH}_4$ ) は人為起源の温室効果ガスとして二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) に次いで重要であり、短寿命気候駆動物質としても注目されている。そのため  $\text{CH}_4$  の広域収支を把握することは、温暖化の現象解明と対策立案の上で非常に重要である。北半球高緯度域は、西シベリアやハドソン湾低地に広大な湿原が広がり、自然起源  $\text{CH}_4$  の大きな放出源になっていると考えられる。また、天然ガスや石油の採掘に伴う人為起源放出も寄与している。さらに、近年の気候変動によって永久凍土やハイドレート起源の放出が生じている可能性もある。本研究では、ボトムアップ的手法を用いて北半球高緯度陸域のメタン収支を総合的に評価した[1]。

## 2. 手法とデータ

対象とする領域は北ヨーロッパ (北欧諸国と東経 60 度以西のロシア)、シベリア (東経 60 度以東のロシア)、北アメリカ北部 (カナダ、アラスカ) とした。自然起源メタン収支はモデルと地表データに基づいて推定した: 湿原および乾燥土壌酸化 (陸域モデル VISIT)、火災 (衛星データ GFED4s)、シロアリ (土地利用に基づく推定)、地質学的起源 (Etiope ら[2019]データ)。湿原の分布は Global Lake and Wetland Dataset を使用し、Walter and Heimann (2000) の  $\text{CH}_4$  生成放出スキームを適用して推定を行った。また、地表での渦相関法による測定データを機械学習によって広域化した Peltola らによるデータセットによって検証を行った。人為起源放出の推定には EDGAR 5.0 データセットを使用し、化石燃料採掘、産業 (工業・交通)、農地土壌、家畜、廃棄物処理のセクター毎に評価を行った。対象とする期間は 1980~2015 年とし、上記の各放出/吸収源について空間分解能 0.25 度のマップを作成して領域毎に集計した。人為起源放出については、UNFCCC などによる国別排出推計値との比較を行った。

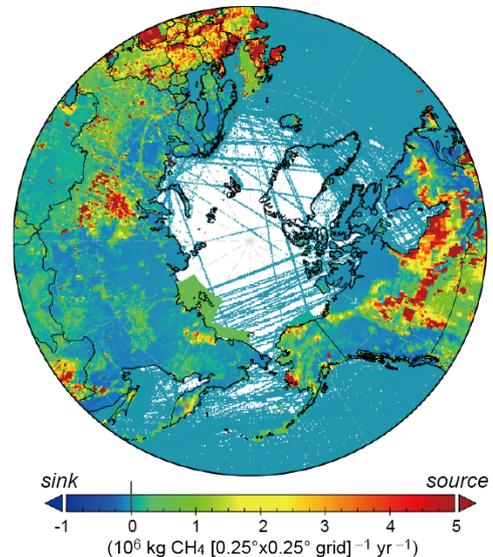
## 3. 結果と考察

北半球高緯度陸域の全体的な  $\text{CH}_4$  収支は、2000~2015 年の期間については  $57.2 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$  の放出源と推定された (第 1 図が空間分布を示す)。そのうち約 60% が自

然起源、約 40% が人為起源と推定された。最も大きな寄与を持ったのは湿原による放出であり、化石燃料採掘、廃棄物、地質学的起源がそれに続いていた。気候的な制約のため、農業 (主に水田) やシロアリを起源とする放出は小さかった。

経年変動は領域間で異なっており、北アメリカでは長期的に増加していたのに対し、北ヨーロッパとシベリアでは 1990 年以降に減少した後、再び徐々に増加する傾向にあった。その主要因は化石燃料起源の放出量変化であり、湿原や火災などの自然起源では年々変動は比較的大きいものの長期的な増減傾向は小さかった。

最大寄与を持つ湿原放出に関して観測ベースのデータと比較したところ、空間分布は概ね整合していたが、冬季の放出を過小評価しているなど時間変化には改良の余地があることが示された。今後はトップダウン推定など別手法での推定との整合性検証を進めていく予定である。



第 1 図 ボトムアップ手法によって推定された 2000~2015 年の  $\text{CH}_4$  収支分布。

## 参考文献

- [1] Ito, A. Methane emission from pan-Arctic natural wetlands estimated using a process-based model, 1901–2016. *Polar Science* **21**, 26–36, doi:10.1016/j.polar.2018.12.001 (2019).

## 大気の川が日本にもたらす豪雨の時空間的特徴

\*山田将喜 (筑波大院生命地球科学研究群), 釜江陽一 (筑波大生命環境系)

### 1. はじめに

大気の川とは、温帯低気圧に伴う寒冷前線の前面に沿って、南方から流入した水蒸気が中緯度帯を細長く流れる現象である[1]。大量の水蒸気と強い下層風が特徴であり[2]、上陸し斜面に沿って上昇することで、大雨、またそれに伴う洪水を引き起こすことが知られている[3]。大気の川は北米、欧州においては研究が盛んであったが、日本におけるものはまだ歴史が浅い。

春から秋にかけての東アジアでは、大気の川がもたらす降水が総降水量および極端な豪雨（日降水量 100 mm 以上）の発生事例の内の多くを占めることが明らかになっている[4]。

本研究では、季節と地点ごとに異なる閾値を用いて豪雨を検出することで、大気の川が各地域に与える影響についてより詳細に定量化し、豪雨の強度や降雨の持続性に対する大気の川の寄与度を明らかにする。

### 2. 使用データおよび解析手法

過去の日降水量については、APHRO\_JP を用いる。大気の川の抽出については、JRA-55 の比湿および水平風のデータを使用し、[5]の定義に従う。本研究では、1958～2007 年の 50 年間において、日本の各格子点での日降水量上位 1 %を豪雨と定義し、このうち大気の川によるものの占める割合に着目した。また過去の日降水量の上位 10 %を大雨と定義し、2 日以上連続して発生したのも同様に着目した。

### 3. 結果とまとめ

豪雨の発生頻度は、春の中部地方で最大で 0.63 %に達し、最も高い値を示した（図 1）。中部地方は冬においても頻度が高いのが特徴であり、年間を通して影響を強く受ける地域であるといえる。いずれの季節においても値の高い地点は西～南側斜面に偏っており、風向との関係が示唆される。また高頻度の地域の降水を強度別に見てみると、強度が大きいほど大気の川が全体に占める割合は高いこと、そしてその傾向は春の方が顕著であることが分かった。

一方で2日以上連続して発生した大雨の発生頻度は、夏の中部地方や九州地方で高い値を示しており、最大で 1.28 %に達した。豪雨の発生頻度と比較して、最大値をとる季節が異なっていることが分かる。6～8 月につ

いて月別に見てみると、6月に東北地方の日本海側で見られた極大域が、8月は東海や九州の太平洋側へと移っていることが分かる。6月の秋田市、8月の静岡市と宮崎市のそれぞれについて該当する事象のみを抽出したところ、前者は停滞前線や温帯低気圧が日本海付近に停滞しており、後者は日本の南の海上に台風が接近している事例が多く見られた。特定の気圧配置が、斜面に対して垂直に流れ込む大気の川を強化し、大雨の持続に繋がったと考えられる。

以上より、大気の川は春に豪雨を、夏に大雨を持続させる頻度が高いことが分かった。特に西～南側斜面では影響を強く受けるため、特に警戒が必要である。

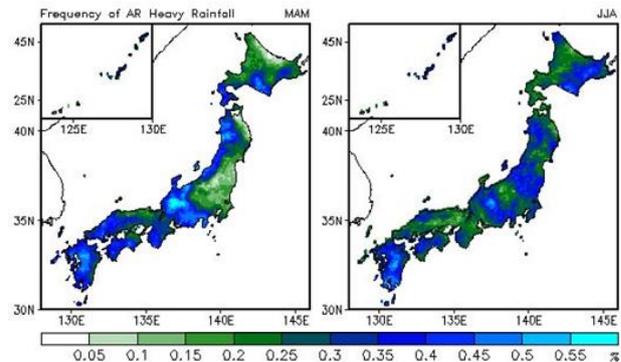


図 1 春 (3～5 月)、夏 (6～8 月)の大気の川による豪雨の発生頻度 (%)。

#### 参考文献

- [1] Zhu, Y., and R. E. Newell, 1998: A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 725-735.
- [2] Gimeno, L., R. Nieto, M. Vazquez and D. A. Lavers, 2014: Atmospheric rivers: a mini-review. *Frontiers in Earth Science*, **2**, 1-6.
- [3] Ralph, F. M., et al. 2006: Flooding on California's Russian River: Role of atmospheric rivers. *Geo. Res. Lett.*, **33**, L13801.
- [4] Kamae, Y., et al. 2017: Climatological relationship between warm season atmospheric rivers and heavy rainfall over East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **95**, 411-431.
- [5] Mundhenk, B. D., et al. 2016: All-season climatology and variability of atmospheric river frequencies over the North Pacific. *J. Climate*, **29**, 4885-4903.

# ヘリコプターを利用した北陸地方上空における過酸化水素 およびホルムアルデヒド濃度の測定

\*渡辺 幸一 (富山県立大学工学部), 楊柳 (富山県立大学工学研究科)  
長堀 友 (富山県立大学工学部), 尾形 佳行 (富山県立大学工学部)

## 1. はじめに

大気中の過酸化水素 ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) は、主にオゾン ( $\text{O}_3$ ) を介した光化学反応によって生成され、二酸化硫黄 ( $\text{SO}_2$ ) の液相酸化を促進させるなど重要な役割を果たしている。ホルムアルデヒド (HCHO) は、化石燃料の不完全燃焼により一次排出されたり、メタン等の酸化過程において二次生成されたりしている。また、HCHO は  $\text{SO}_2$  の硫酸への液相酸化を抑制する働きをもち、特に  $\text{H}_2\text{O}_2$  が不足している状況下では  $\text{SO}_2$  と HCHO の液相反応によりヒドロキメタン sulfon 酸塩の生成が卓越することとなる。そのため、両者の測定データの蓄積が重要となるが、国内での同時測定例は非常に少なく、特に東アジア域上空での  $\text{H}_2\text{O}_2$  と HCHO の同時観測はほとんどなされていない。

本研究では、アジア大陸からの越境汚染の影響を受けやすい富山県の地上および小型ヘリコプターを利用した上空大気中の  $\text{H}_2\text{O}_2$  と HCHO の測定を行い、大気中の濃度変化や  $\text{SO}_2$  の液相酸化能力およびエアロゾル粒子生成への影響について考察する。

## 2. 方法

本研究では、(有) アドバンスドエアー社 (<https://www.addair.jp>) 保有の R44 型 4 人乗りヘリコプターを利用して富山県射水市上空の大気観測を行った。目的高度 (4000ft および 8000ft) において 10 分間旋回水平飛行し、ミストチャンバー法により大気中の過酸化水素やアルデヒド類を採取した。試料採取終了後、直ちに富山県立大学構内へ下降し、捕集液が入ったポリ瓶を超低空で投下させ実験室へ運び、速やかに HPLC 法により分析を行った。学内へサンプルを輸送後、次の高度へ上昇し、再び試料採取を行った。

## 3. 結果と考察

図 1 に、寒候期の富山県射水市上空における  $\text{H}_2\text{O}_2$ 、HCHO、 $\text{O}_3$  および  $\text{SO}_2$  濃度の鉛直プロファイルを示す。 $\text{H}_2\text{O}_2$  は地上よりも紫外線が強い上空で高くなる傾向がみられ、2018 年 3 月の観測時以外は高度 8000ft (約 2400m) で最も高かった。HCHO および  $\text{SO}_2$  は通常地

上で高く上空で低かったが、2019 年 12 月 25 日においては上空 8000ft で最も高かった。後方流跡線の結果から、2019 年 12 月の観測日は上空の方が中国からの越境汚染の影響を受けやすい状況であり、 $\text{SO}_2$  や HCHO の越境輸送が示唆される。2018 年 3 月 28 日は中部日本一帯がアジア大陸からの帯状高気圧の影響下であり、越境汚染物質の影響を大きく受け、各成分共に比較的高濃度であった。

夏季の観測結果[1]とは逆に、寒候期における全観測日において、 $\text{SO}_2$  よりも  $\text{H}_2\text{O}_2$  濃度が低く、酸化剤が不足している状況であり、 $\text{SO}_2$  の硫酸への液相酸化が抑えられていたものと考えられる。2014~2016 年の 3 月に実施した観測 (HCHO 測定は行っていない) においても同様の結果であった[2]。また、 $\text{H}_2\text{O}_2$  よりも HCHO 濃度の方が高く、 $\text{SO}_2$  と HCHO によるヒドロキメタン sulfon 酸生成が (硫酸生成よりも) 卓越しやすい条件であったと考えられる。

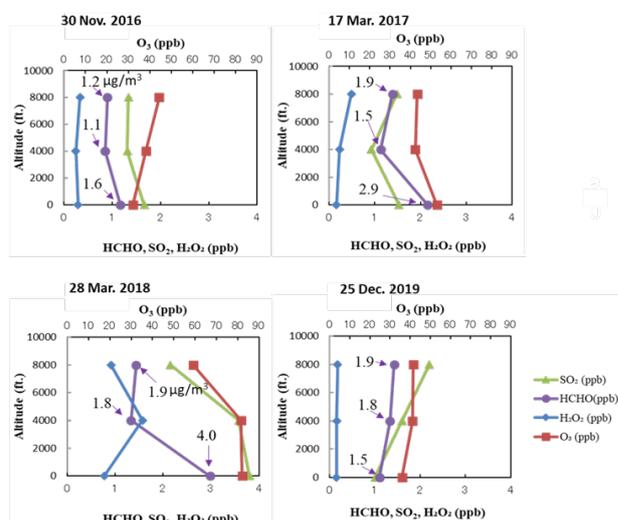


図 1 寒候期の富山県射水市上空における  $\text{H}_2\text{O}_2$ 、HCHO、 $\text{O}_3$  および  $\text{SO}_2$  濃度(ppb)の鉛直プロファイル。HCHO については  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  での濃度表記も示した。

## 参考文献

- [1] Watanabe, K., et al., 2016, *Atmos. Environ.*, **146**, 174-182.  
[2] Watanabe, K., et al., 2018, *J. Atmos. Chem.*, **75**, 141-153.

## 綾里における酸素および二酸化炭素濃度の連続観測に基づく 近傍工場のセメント生産の影響の評価

\*石戸谷重之<sup>1</sup>、近藤裕昭<sup>1</sup>、坪井一寛<sup>2</sup>、石島健太郎<sup>2</sup>、松枝秀和<sup>2</sup>、青木伸行<sup>1</sup>、村山昌平<sup>1</sup>、佐藤幸隆<sup>3</sup>、  
幸田笹佳<sup>3</sup>、雪田一弥<sup>3</sup>、佐藤祥平<sup>3</sup>、池田諒<sup>3</sup>、洞口拓也<sup>3</sup>

<sup>1</sup>産業技術総合研究所、<sup>2</sup>気象研究所、<sup>3</sup>気象庁 地球環境・海洋部

### 1. はじめに

酸素 ( $O_2$ ) と二酸化炭素 ( $CO_2$ ) の濃度を組み合わせ得られる大気ポテンシャル酸素 ( $AP0 = O_2 + 1.1 \times CO_2$ ) は陸上生物活動に対する保存量であり、季節変動より短い時間スケールでは主に大気海洋間の  $O_2$  交換を反映して変動する。ここで 1.1 は陸上生物活動による  $O_2$  と  $CO_2$  の交換比 (Oxidative Ratio;  $OR = -O_2/CO_2$  molmol<sup>-1</sup>) である。そのため AP0 を用いることで、周辺海域の海洋生物生産等に関する情報が得られる。一方、化石燃料消費では、天然ガス、石油および石炭の OR がそれぞれ 1.95、1.44 および 1.17 であり (Keeling, 1988)、セメント生産では  $CO_2$  を排出するが  $O_2$  消費を伴わないため OR がゼロになる。このように陸上生物活動と異なる OR を持つ化石燃料消費の影響は、AP0 に基づく大気海洋間  $O_2$  交換評価の上で干渉成分となる。そこで今回、気象庁の綾里観測所での連続観測と、高解像度の局所輸送モデルを用いて、綾里近傍の化石燃料消費が観測結果に及ぼす影響を検討したので報告する。

### 2. 観測とモデル

綾里気象観測所 (39.03° N, 141.82° E) において、2017 年 8 月より、磁気式酸素分析計と非分散型赤外分析計を用いた大気中  $O_2$  濃度 ( $\delta(O_2/N_2)^*$ ) と  $CO_2$  濃度の連続観測を開始した。測定精度は、標準ガス分析における出力の 2 分間移動平均値の標準偏差が  $\delta(O_2/N_2)$  で約  $\pm 5$  per meg、 $CO_2$  濃度では  $\pm 0.06$  ppm である (Ishidoya et al., 2017)。局所輸送モデル (Kondo et al., 2001) は水平 1km 四方、地上付近で鉛直 20~50m の解像度を有し、燃焼起源  $CO_2$  flux として EAGrid-2010JAPAN (福井他, 2014) データを、植生起源  $CO_2$  flux は NCAR-LSM (Bonan, 1997) に基づいた計算値をそれぞれ与えた。

\* $\delta(O_2/N_2) = [(O_2/N_2)_{sa} / (O_2/N_2)_{st} - 1] \times 10^6$ 、sa および st は測定試料と標準試料を示す。1  $\mu$  mol mol<sup>-1</sup> の  $O_2$  分子の増減により  $\delta(O_2/N_2)$  が 4.8 per meg 増減する。

### 3. 結果と考察

綾里で観測された大気中  $\delta(O_2/N_2)$ 、 $CO_2$  濃度、および AP0 の変動を図 1 上段に示す。 $\delta(O_2/N_2)$  および AP0 は  $CO_2$  濃度と逆位相の季節変動を示し、夏季に極大を示した。このことは、 $\delta(O_2/N_2)$  の変動が大気海洋間の  $O_2$  交換と植物や化石燃料の陸上の影響の両者により駆動されていることを示している。また夏季の日日変動にも AP0 の極大が見られており、夏季に海洋から大気への  $O_2$  放出が顕著であることが示唆される。

図 1 下段には、観測された  $\delta(O_2/N_2)$  と  $CO_2$  濃度の関係を示した。図から、特に 1 時間値において、天然ガス・石油・石炭の消費や陸上生物活動から予測されるよりも明らかに小さい OR (図の傾きの絶対値に相当) が時折観測されていることが分かる。この原因として、セメント生産による  $CO_2$  排出の影響が考えられるが、綾里サイトの北西約 6 km 地点には太平洋セメントの工場があり、風向きによってその影響を受ける可能性がある。そこで公開されているクリンカ製造量の情報 ((一社)

日本セメント協会, 2019) から、セメントによる  $CO_2$  排出量を年間で一定として環境省の手法で算出し、同工場の格子点から煙上昇を考慮して 250m の高さから放出させた。この条件下で、綾里における 2017 年 11 月のセメント生産・その他の化石燃料消費・陸上植物活動のそれぞれによる  $CO_2$  濃度変動を局所輸送モデルで計算した。得られた計算結果を、その他の化石燃料および陸上植物の平均的な OR を 1.4 および 1.1 として  $O_2$  濃度に換算し、図 1 下段と同様の関係を調べた結果、観測と同様に一部のデータに低 OR が現れることが分かった。本研究は、観測地点近傍のセメント工場からの  $CO_2$  排出の影響を検出・評価できる可能性を示すとともに、 $CO_2$  回収技術が社会実装された際に現れると考えられる、セメント生産とは逆に  $CO_2$  濃度が変化せず  $O_2$  濃度が減少する OR を観測で検出できることを示唆している。

謝辞：本研究は環境省地球環境保全等試験研究費、JSPS 科研費 JP19H01975 等により実施された。観測にご協力頂いた気象庁の皆様にご礼申し上げます。

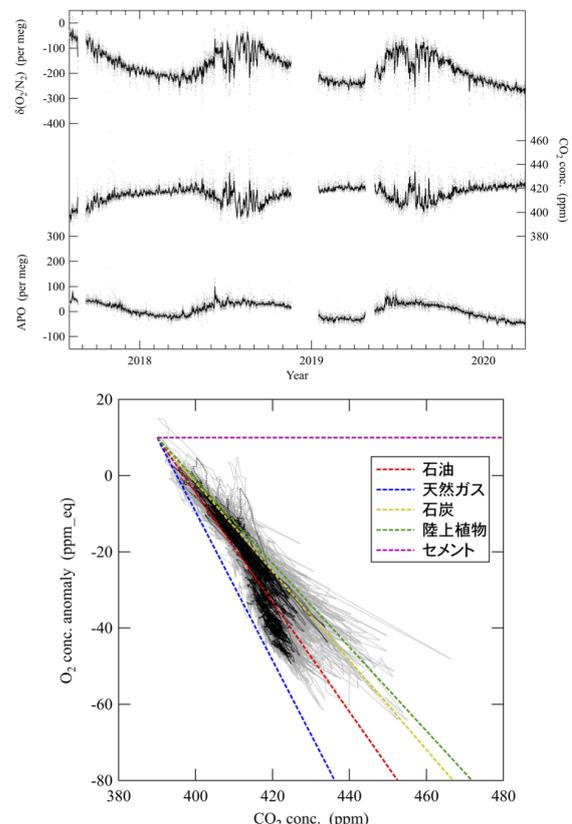


図 1 : (上) 綾里で観測された大気中  $\delta(O_2/N_2)$ 、 $CO_2$  濃度および AP0 の変動。灰色は 1 時間平均値、黒は 24 時間移動平均値をそれぞれ示す。(下) 上図の  $\delta(O_2/N_2)$  と  $CO_2$  濃度の関係。 $\delta(O_2/N_2)$  は ppm 相当の変動量に換算した結果を示す。石油、天然ガス、石炭、セメントそれぞれの化石燃料消費と、陸上生物活動の場合に予測される関係を合わせて示す。

## GOSAT シリーズ 全球二酸化炭素吸収排出量推定

\*齊藤 誠, 丹羽洋介, 佐伯田鶴, 村上和隆, 宮内達也, 八代 尚, 白石知弘,  
平田竜一, 吉田幸生, 森野 勇, 野田 響, 大山博史, 亀井秋秀, 松永恒雄  
(国立環境研究所)

### 1. はじめに

主要な温室効果ガスである全球の二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) およびメタン (CH<sub>4</sub>) 大気濃度分布を観測し, 亜大陸スケールでの CO<sub>2</sub> および CH<sub>4</sub> の吸収排出量の推定精度を高め, 地域ごとの吸収排出状況の把握や森林炭素収支の評価などの環境行政に貢献することを目的として, 温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」(GOSAT; Greenhouse gases Observing SATellite) は 2009 年 1 月に打ち上げられた。打ち上げから 11 年を経過した現在も GOSAT の観測は継続中である。また, GOSAT による主要な温室効果ガスの宇宙からの観測を強化・継続し, 気候変動や人間活動が炭素循環に与える影響を監視するとともに, 気候科学と気候変動に関連する政策に貢献することを目的として, 2018 年 10 月に GOSAT の後継機である GOSAT-2 が打ち上げられた。現在は GOSAT/GOSAT-2 の 2 機の衛星が同時運用されている。GOSAT/GOSAT-2 は主センサとしてフーリエ変換分光計を搭載しており, 地表面により反射された太陽光と地表面や地球大気からの放射を短波長赤外 (SWIR; Short-Wavelength InfraRed) から熱赤外域における複数のバンドで観測する。GOSAT/GOSAT-2 プロジェクトでは, これらの観測から得られた輝度スペクトルデータをレベル 1 プロダクト, SWIR の輝度スペクトルデータから求めた CO<sub>2</sub>・CH<sub>4</sub> カラム量データをレベル 2 (L2) プロダクト, L2 プロダクトや地上観測データに基づいて推定した全球 CO<sub>2</sub>・CH<sub>4</sub> 吸収排出量データをレベル 4 (L4) プロダクトとして提供している (各処理レベルにおける他プロダクトも提供。GOSAT-2 プロダクトについては現在準備中のものを含む)。本発表では GOSAT-2 L4 プロダクトの概要を中心に紹介する。

### 2. 全球 CO<sub>2</sub> 吸収排出量プロダクト

L2 プロダクトおよび地上観測データをもとに, 大気輸送モデル・インバース解析を介して月別全球 CO<sub>2</sub> 吸収排出量を推定したデータを L4 CO<sub>2</sub> プロダクトとして公開する (GOSAT-2 L4 CO<sub>2</sub> プロダクトは公開に向けて準備中)。L4 プロダクトの中心となる大気輸送モデル・インバース解析として GOSAT L4 プロダクトでは

NIES-TM (National Institute for Environmental Studies (NIES) global atmospheric tracer Transport Model) と固定ラグカルマン smoother を組み合わせたシステムを使用してきたが, GOSAT-2 L4 プロダクトでは NICAM-TM (Non-hydrostatic Icosahedral Atmospheric Model (NICAM) based Transport Model) に 4 次元変分法を組み合わせた NICAM-TM 4D-Var システムを使用する。NICAM-TM 4D-Var システムは水平解像度 glevel 5 (約 223 km), 鉛直 40 層, 時間解像度 20 分で運用する。また, 先験情報として使用する森林火災放出量データに関しては, 火災やバイオマス情報に關係する他衛星プロダクトを使用して GOSAT-2 プロジェクト内で新たに作成したデータを使用する。本発表では, GOSAT/GOSAT-2 L4 プロダクトで使用するシステムの違いが全球 CO<sub>2</sub> 吸収排出量推定に及ぼす影響, 先験情報の特性, また, 最新の L2 プロダクトを用いた GOSAT-2 L4 プロダクトの試験結果等について発表する。

# 气象教育 (ME)

## 戦争終結を遅らせた台風—「藤原の効果」の発見—

山本哲（気象庁）

## 1 はじめに

近接した2つの台風の相互運動を示す「藤原の効果」の語について、山本（2013 春季大会）は、この現象が北尾次郎（1853～1907）によって理論的に導かれ、Bernhard Haurwitz（1905～1986）により実際のデータで検証されたもので、世に信じられているような藤原咲平（1884～1950）の寄与は認められず、科学的に公正とて言い難いエポニムであることを示したが、藤原の名が付いた理由については十分議論できなかった。本発表ではその後の調査をもとにして、もっともらしい仮説を提案する。

## 2 「藤原の効果」の物語（仮説）

“Fujiwhara effect”の使用例は1951年の米国気象学会発行の雑誌に複数見出されていたが、1950年秋にHerbert Riehl（1915～1997）が米国気象局の予報官を対象に行った研修で“Fujiwhara rule”なる語を“famous”の形容詞をつけて説明していることがわかった。“Fujiwhara effect”とまったく同一の意味である。この1950年9月に藤原が逝去していた。

対日戦争において、2度にわたり第三艦隊に被害をもたらすなど台風は米軍を悩ませていた。米軍は航空機による台風偵察体制を整備し、1945年6月には北西太平洋での台風の動きは詳細に把握される。

日本侵攻したモンゴルの台風による撤退（近年の研究ではほぼ否定される）と日本の神風史観、特別攻撃隊の名称が「神風」（米国では“Kamikaze”と表記される）＝台風であることが米軍のプロパガンダにより米国人に知られていた。日本人は台風に頼るしかないところまで追いつめられているとの意味であったが、本土攻撃の経験のない米国人は、ドイツのV-2射程延長、日本の特別攻撃隊や風船爆弾の攻撃などとあわせ台風に対し不安感を持つことになった。

日本では8月14日のポツダム宣言受諾後、21日気象官制が解除され、藤原中央気象台長は翌日からの天気予報再開を決定、22日正午過ぎラジオは「東京地方、きょうは天気が変わりやすく、午後から夜にかけて時々雨が降る見込み」という天気予報を約4年ぶりに放送したが、その夜房総半島に台風が上陸し北西進、関東地方は強雨と強風にさらされた。

この台風はマッカーサーの受け入れの整備を進めていた厚木基地も襲い、マニラ会談で合意された8月26日に間に合わせることは絶望的となった。日本は占領延期を示唆する電信を送る。この通信は米国でいち早くマスコミに知られ占領計画延期の惧れが伝わる。日本の要求を呑んでの延期に批判的な報道が続いたが、米軍は日本の受け入れが物理的に不可能であると判断し、占領日程の48時間延期を日本に通知する。厚木基地では「戦争中一度も吹かなかった神風がついに吹いた」と歓喜の声が上がったという。米国は、占領延期は日本本土と沖縄の間の2つの台風によるものであることを強調するマッカーサー名の談話を発表する。これらはまさにHaurwitzが「藤原の効果」を実証した2つの台風であった。

8月14日で対日戦争は事実上終結したが、トルーマン米大統領は対日勝利宣言は日本の降伏文書署名を待たねばならない、と警戒を緩めなかった。その予定が台風により遅れたことは「神風」の力を米国人に信じさせるのに十分な出来事であった。1950年秋、渦の研究者として知られた藤原の逝去の報が米国に伝わり、藤原が終戦時に対戦国の気象局長官（中央気象台長）であったことが気象関係者に知られる。台風＝神風を操って一見奇妙な動きをもたらし、米軍の進攻を阻んだとされた現象が「藤原の効果」と呼ばれるのは自然なことであった。

## 3 おわりに

以上、意図的に事実と想像をないまぜに記述した。今後さらに資料を発掘して検証しなければならない。

科学的に公正とて言い難い「藤原の効果」の語は使用を止めるべきであろうか。並み居る大科学者とともに「科学史の第0定理」（「スティグラの法則」「アーノルドの定理」などとも呼ばれる）の一例に加えられたことに泉下の藤原は案外喜んでいられるかもしれない。Kerry Emanuelの著書“Divine Wind: The History and Science of Hurricanes”（2005）が、モンゴルの台風による撤退を記述した“Kamikaze”と題された章から始まる（そもそも書名が「神風」）ことは米国人の神風観が今日に及ぶことの反映だろうか。

参考文献は紙幅の関係で省略する。

# 1945年8月15日は「晴れて暑かった」のか — 観測記録と人々の記憶 —

山本竜也 (気象庁釧路地方气象台)

## 1. はじめに

日本の歴史的転換となった1945年(昭和20)8月15日は「晴れて暑かった」という認識が一般的である。しかし、当時の天気図には空白も多く、細かな天気分布は読み取れない。そこで全国各地の観測原簿をもとに、天気分布や日最高気温などを把握する。また、この日を振り返る回想録において、天気がどのように記憶されているのか調査し、記録との相違を考察する。

## 2. 原簿にみる天気

第1図に、「玉音放送」が流れた12時の天気を各地の原簿から読み取って示す。当時の天気図によると、日本の南と東に高気圧がある一方、沿海州を低気圧が東進していた。そのため、東日本以西では晴れの地点が多くなったが、北海道は下層雲が広がって、ほとんどの地点が曇りとなった。日照時間も、北海道22地点のうち16地点で1時間未満であった。日最高気温は、東日本以西ではほとんどの地点で30℃以上となったが、北海道では25℃以上となった地点はなかった。

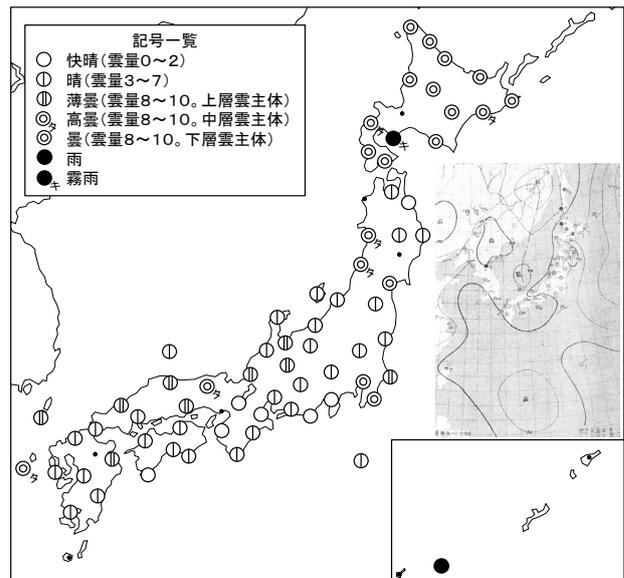
## 3. 回想録にみる天気

著名人・一般市民を問わず、この日を振り返る回想録はさまざまな出版物に収録されている。それらから天気もしくは寒暖に触れる回想録を探し、245件を見つけた。天気(晴れ、曇り、雨など)に触れる回想録は185件あり、そのうち171件が晴れ、もしくは類する記述(「ぎらぎら」「炎天下」など)を残している(第1表)。晴れとなった地点は少なく、時間も短かった北海道においても、57件のうち53件が晴れとしている。また、寒暖(暑、寒、涼など)に触れる回想録は184件あり、そのうち182件が暑かった、もしくは類する記述(「汗ばむ」「炎天下」など)を残している。夏日とならず、暑いと感じる人は少なかったはずの北海道においても、62件のうち60件が暑かったとしている。

## 4. 考察

佐藤(2014)は、「玉音放送を国民は直接聞いたわけだが、その国民的記憶は後からメディアによって創られた集合的記憶でもあった」と述べる。天気について

も、東日本以西で「晴れて暑かった」という事実が、戦後、メディアで繰り返された。北海道でも、それを目にし、耳にするうち、記憶が作り上げられ、「晴れて暑かった」と振り返る人が多いのだと思われる。



第1図 1945年8月15日06時の天気図(右)と12時の天気分布(中央)。晴や曇の定義は現在とやや異なるが、当時のまま記した(中央气象台1940)。

第1表 地域別にみる1945年8月15日の天気の記憶。海外は当時の表記に応じて分類した。

	晴	曇	雨	晴・曇	晴・雨	曇・雨	合計
北海道	53	4	0	0	0	0	57
東北	14	1	0	0	0	0	15
関東甲信	34	0	1	0	0	0	35
北陸	7	0	0	0	0	0	7
東海	6	0	0	0	0	0	6
近畿	13	0	0	0	0	0	13
中国	4	0	0	0	0	0	4
四国	3	0	0	0	0	0	3
九州北部	11	0	0	0	0	0	11
九州南部	2	0	0	0	0	0	2
樺太	4	1	1	0	0	1	7
朝鮮	6	0	0	0	0	0	6
満州	9	0	1	1	0	1	12
中国大陸	2	0	0	0	1	1	4
台湾	3	0	0	0	0	0	3
合計	171	6	3	1	1	3	185

### 参考文献

中央气象台, 1940, 気象観測法。

佐藤卓己, 2014, 増補八月十五日の神話, 筑摩書房。

山本竜也, 2019, 1945年8月15日の北海道の天気, 北海道の文化, 91, 46-54。

## 地球の熱収支を考える温室効果実験教材の提案

関隆則（日本気象予報士会）

### 1. はじめに

温室効果を一般の人に説明するのに、温室効果気体の赤外線吸収、放射の性質を確認する実験と、太陽からの可視光が地面を加熱、地面からの赤外線放射、大気中の温室効果気体の赤外線吸収、そして赤外線放射による地面の加熱に至るエネルギーの流れに関する実験が役立つ。前回、2020年春季大会 P203にて大気層をカーボン紙で擬似し、地表の温度上昇を考える実験を報告した。今回は教科書などで解説されている地球の熱収支を数値的に考える教材として大気層をアルミ箔で擬似した実験を提案する。

### 2. フライパンモデル

図1は教科書などで解説されている地球の熱収支の平均的数値である。太陽放射エネルギーの内、地表面が吸収する49%のうち顕熱・潜熱に30%が使われるので、地表面の温度上昇に使われる分は19%である。大気層からの放射エネルギー95%とで地表面の温度を288Kに加熱し、地表の放射量は114%で放射平衡になる。

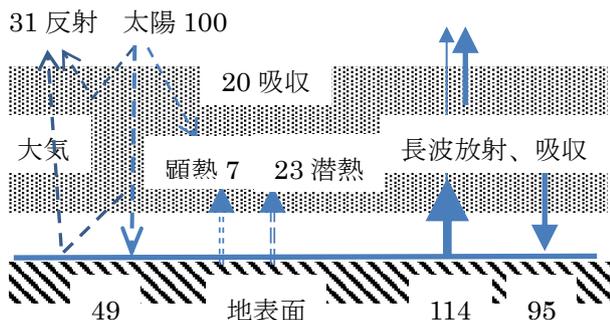


図1 地球の平均的エネルギー収支 太陽の放射エネルギーを100%(=342Wm<sup>-2</sup>)として示してある

“天気”67.3「地球環境システムの仕組みを学習する Toy Model」木村龍治で温室効果のフライパンモデルによる解説がある。ここではこの実験教材化を報告する。図2にモデルの地表と大気間の赤外線の収支を示す。フライパンの面積は1m<sup>2</sup>、蓋の内側は赤外線を100%反射でき、r(面積比0~1)の穴がある。

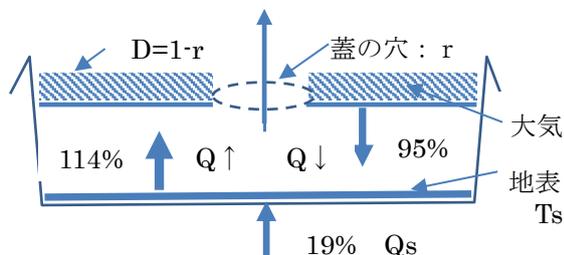


図2 フライパンモデルの収支

穴の面積を r とすると蓋から地表に戻る下向きのエネルギーは(1-r)σTs<sup>4</sup>であるから、下向きの放射/上向きの放射=1-rである。この比を断熱率 D と定義する。

$$D = Q \downarrow / Q \uparrow = 1 - r$$

太陽放射エネルギーの内、地表面の放射に使われるエネルギー Q<sub>s</sub> は

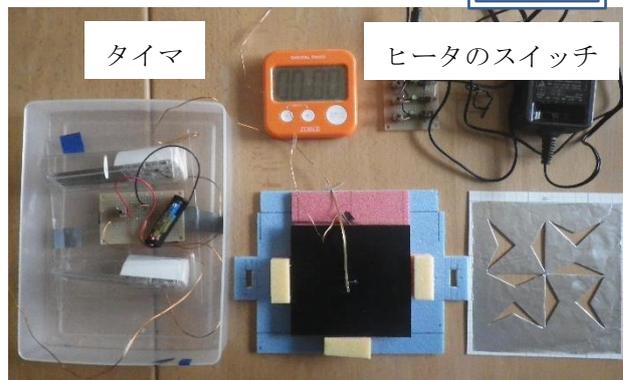
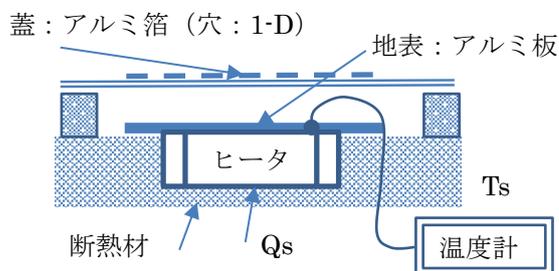
$$Q_s = (1 - D) \sigma T_s^4$$

この関係から、Q<sub>s</sub> が 65Wm<sup>-2</sup>、T<sub>s</sub> が 288K であることから 65Wm<sup>-2</sup>=(1-D)σ(288K)<sup>4</sup>から D=0.833

このように、地表からの上向き放射量の D 倍に相当する赤外線が大気から地表面に戻されるのが温室効果と説明できる。

### 3. 実験装置の構成

図3に装置の機能図と外観を示す。地表面に対応するアルミ板の面積は 0.01m<sup>2</sup>、ヒータは 3.6W、Q<sub>s</sub>=360Wm<sup>-2</sup>、蓋は工作用厚紙にアルミ箔を被せ、D に対応した穴を設ける。



温度計 アルミ板//断熱材 蓋(D=0.75)

図3 機能図と装置外観

### 4. 実験結果 (室温: 25.0℃)

蓋の断熱率(D)を0、0.5、0.75、1.0についてアルミ板の温度を測定する。D:T<sub>s</sub> で示すと、0(開放):46.2℃、0.5:49.3℃、0.75:52℃、1.0:56.2℃であった。

### 5. まとめと課題

蓋の断熱機能を温室効果の解説に使えることが解った。下向きの放射をアルミ箔の反射で作った実験は結果が解りやすいが、本来の再放射による温度上昇を確認する実験(蓋をカーボン紙)を組み合わせて検討する。

### 6. 参考文献

- 小倉義光, 1984: 一般気象学 (第2版)
- 武田康男, NHK 高校講座 地学基礎 地球の熱収支
- 木村龍治, 2020: 地球環境システムの仕組みを学習するための Toy Model, 天気, 67, 181-194

# 中高緯度大気 (MH)

## 夏季東南極大陸縁辺で無人航空機によって観測された超微小粒子の増加とその要因の検討

\*原口 諒平 (福大院理), 林 政彦, 原 圭一郎 (福岡大学理), 平沢 尚彦 (極地研), 齊藤 晃紀 (株式会社四門), 尾塚 馨一 (株式会社日本タングステン)

### 1. はじめに

夏季南極域の主要なエアロゾルは、海洋生物活動に伴う硫化ジメチル(DMS: Dimethylsulfide)の光化学反応生成物である  $\text{H}_2\text{SO}_4$  が新粒子生成(NPF: New Particle Formation)することで生じる硫酸塩粒子であることが知られている。南極昭和基地で行われた係留気球を用いたNPFとその成長に関係している可能性のある超微小粒子(CN: Condensation Nuclei ( $D_p > 10 \text{ nm}$ ))の観測では、1年間で27回の観測の内5回、夏季の自由対流圏下部、既存粒子数濃度の低い高度で高CN濃度を観測した(Hara et al., ACP, 2011)。Pirjola et al., (J. Geophys. Res., 2000)はモデルを用いてバックグラウンド地域では、海洋境界層内よりも自由対流圏の方が既存粒子数濃度が低く、エアロゾル前駆物質の濃度が過飽和状態に達しやすいことを見積もっている。このことからHara et al., (ACP, 2011)は気塊の履歴の推定と粒子成長速度の概算を行い、高CN濃度は南極沿岸域でのNPFが影響している可能性を示唆した。また、地上昭和基地で観測されたNPFとそれに伴う成長現象との発生頻度比較を行い、自由対流圏下部で盛んにNPFが起こっていると指摘している。しかし、係留気球観測は季節変化に着目しているため、1ヶ月に2-3回の観測しか行っておらず、夏季の高CN濃度の発生頻度、高度についての理解は不足している。

そこで本研究では、有人航空機や係留気球観測よりも運用しやすく、詳細な空間分布を観測できる無人航空機 Kite Plane を用いて、南極大陸縁辺のCN濃度と粒径分布( $D_p > 300 \text{ nm}$ )の空間分布観測を行い、高CN濃度の発生頻度を調べた。また、Modal Aerosol Dynamics model for multiple Modes and fractal Shapes (MADMS; Kajino, J. Aerosol Sci., 2011)法の計算結果と比較を行うことで自由対流圏でなく、境界層内でのNPFに関係したCN濃度が観測される条件について検討を行った。

### 2. 結果とまとめ

南極地域観測隊によって2017年1月に行われた無人航空機観測は、S17 (69.02° S, 40.09° E, 600 m a.s.l.) - とつき岬間(18 km)の海拔700 mと1200 mを往復する空間分布観測を19回、2019年1月には、S17上空3000 m

までの鉛直分布観測を1回行った。

19回の観測の内14回では、空間的に一様性の高い、 $300 - 500 \text{ cm}^{-3}$ のCN濃度が得られた。2017年1月23, 27日と2019年1月10日の観測では、境界層内で $4000 - 7000 \text{ cm}^{-3}$ に及ぶ高CN濃度が得られた。全ての観測で得られたCN濃度と水蒸気混合比の散布図は、水蒸気混合比 $1.5 \text{ g kg}^{-1}$ 付近で最大CN濃度がピークを迎える傾向を示した(図1 黒丸)。

本観測で捉えた高CN濃度は、 $D_p > 300 \text{ nm}$ との濃度比が数千～数万であり、生成された核( $D_p < 1 \text{ nm}$ )が成長し、観測粒径( $D_p > 10 \text{ nm}$ )へ至ったものである可能性がある。そこで、地上S17で観測されたエアロゾル粒径分布を用いて、境界層内で粒子生成の環境依存性によって観測値(図1 黒丸)の傾向を取り得るのか0D-BOX modelを用いて検討した(図1 赤丸)。Koga et al., (Polar Science, 2014)は海洋域で $50 - 700 \text{ pptv}$ の大気DMS濃度を観測しており、その値を参考としこの計算では初期DMS濃度を $500 \text{ pptv}$ としている。本発表では、MADMS法を用いて核生成率、粒子成長、粒子への凝縮と凝集を考慮し、相対湿度、気温、DMS濃度を変更することで、支配要因の検討の結果を示す予定である。

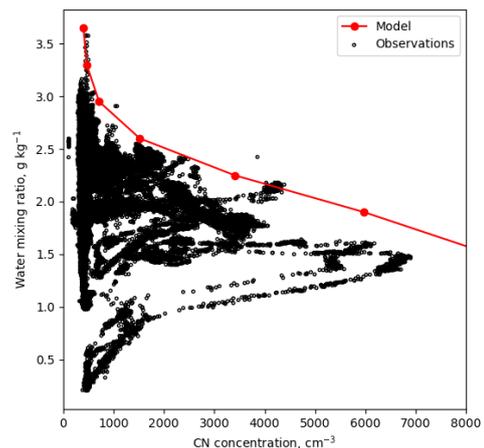


図1 CN濃度と水蒸気混合比の関係。黒丸: 2017, 2019年1月 Kite Plane による観測結果、赤丸: 0D-BOX model によるモデルラン後 28 時間における数値計算の結果(相対湿度 80%、初期 DMS 濃度 500 pptv、OH 濃度は  $6 \times 10^6 \text{ cm}^{-3}$  で固定、既存粒子粒径分布は地上 S17 観測結果による)

# JRA-55 を用いたオホーツク海高気圧の長期解析

堅田宏樹(北大環境 (現在: NTT Com Sol.)), \*藤原正智 (北大環境)

## 1. はじめに

オホーツク海高気圧 (OH) は, 日本の暖候期・梅雨期の天候に様々な影響をもたらす. OH は, 上層の気圧配置等により複数の型に分類できることが知られている. [1]では梅雨期について, 500 hPa 面にて, 東方に低気圧がある型, 上空に低気圧がある型, 北方に高気圧がある型の3つの型に分類した. [2]では, 主に300 hPa 面の高度とロスビー波束[3]を用いて, ブロッキング高気圧と OH の関係を論じ, 5月と7月とで形成過程が全く異なること, 7月については欧州からのロスビー波束が鍵であることを示した. さらに, [4]ではオホーツク海領域における地表気温の南北勾配の重要性が強調されている.

本研究では, JRA-55 再解析データを用いて, 1963~2014年の7月および8月のOHについて, 強度や持続日数を調べる. その上で, 主に[2]を参照しながら, 形成過程を分析し複数の型への分類法について議論する.

## 2. データと解析手法

JRA-55 データ (6 hourly, 1958~2019, 1.25°×1.25°) より, 6 hourly の7日移動平均データと背景場データを必要な変数について作成する. 背景場は, 前後15日ずつ, 前後5年ずつの平均とする. これらを用いて, 300 hPa 面のロスビー波束[3]も算出する.

OH の定義は, ここでは[5]に従う. すなわち, 7日移動平均で, (1) オホーツク海 (45~55°N, 145~155°E) の気圧が1014 hPa 以上, (2) オホーツク海の気圧が東日本 (35~40°N, 135~145°E) の気圧より高い, (3) 北日本 (40~45°N, 140~145°E) の925 hPa 気温が平年以下, の条件をみたすもの, とする. その上で, 時間的連続性を見て各事例を決め, 持続日数や最盛期 (地表気圧偏差最大時とする) の日時を決める. 月をまたぐ事例は, 最盛期の月の事例とする.

分類のための指標の候補として, 本予稿では, [2]の議論と実際の検出事例を参考に, オホーツク海北部 (50~60°N, 140~155°E) の300 hPa 高度偏差 (指標1), ユーラシア大陸上空 (57.5~72.5°N, 0~140°E) の300 hPa 面のロスビー波束の東西成分の最盛期から6日前までの平均 (指標2), を検討してみる.

## 3. 結果

1963~2014年の52年間のOH事例数は, 7月(8月)は35(32)であった. 持続日数については, 7月(8月)の最大が2003年の25.5日(1980年の23.75日)で, 7月については10日を超える事例6つはすべて1980年代以降に見られた. 7月の最盛期の地表気圧偏差値については, 2群に分かれるもののいずれでも経年的低下が見られた. ただし, これらの数値・特徴は, OH の定義に依存する可能性がある. 第1図に, 7月で気圧偏差値最大を示した1981年7月2日06 UTCの事例を示す.

次に, 過去の研究を参照しながら各事例を丁寧に見ていくことで, OH の型分類について考察する. まず, 指標1の値が負になっている例が7月(8月)に7(4)あり, これらを仮に下層型とする. また, 指標2の値をみると, 26~175 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>と事例により大変大きな幅がある. [6]が示したような東シベリアをロスビー波束の起源とするものもあり, 欧州波束型と非欧州波束型に分類できる可能性がある. 発表では, 他の指標についての結果も示し, OH 形成過程の理解の深化を目指す.

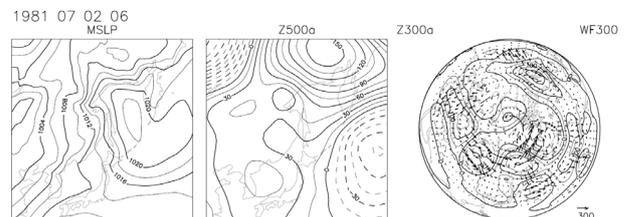


図1 1981年7月2日06 UTCの7日移動平均の地表気圧 (2 hPa ごと), 500 hPa 高度偏差 (15 m ごと), 300 hPa 高度偏差 (50 m ごと) とロスビー波束 (m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>). 各パネルの中央は140°E (と40°W). この事例は, 6月28日18 UTC~7月5日12 UTCの7日間持続した.

## 参考文献

- [1] 大川隆, 1992, 北海道の動気候, 246 pp.
- [2] Nakamura, H., and T. Fukamachi, 2004, QJRMS, 1213-1233.
- [3] Takaya, K., and H. Nakamura, 2001, JAS, 608-627.
- [4] 立花善裕, 本田明治, 2007, 気象研究ノート 214, 29-60.
- [5] 気象庁, 2007, 平成19年度季節予報研修テキスト, 30-38.
- [6] Wang, Y., and T. Yasunari, 1994, JMSJ, 269-279.

## 梅雨期における東シナ海上での下層強風帯の特徴

\*野口 萌(福岡管区気象台), 西 憲敬(福岡大理), 万田 敦昌(三重大院生物資源)

## 1. はじめに

梅雨期における東シナ海上での下層風に着目して解析を行った。梅雨後半に西日本で発生する集中豪雨時には、水蒸気フラックスが東シナ海の気層下層で大幅に増加する事が確かめられている(津口, 気象庁平成 26 年量的予報技術資料)。しかし、その水平および鉛直分布や、強さを決める機構は十分には明らかとなっていない。昨年秋季大会(P344)では、900hPa 以下の気層最下層で風速の極大値を持つジェット状の形態をもつ強風域が存在している事例を紹介した。本研究の目的は、長期間のデータを用いて、この東シナ海上での下層強風域の形態と形成要因を明らかにすることである。

## 2. 使用データ

気象庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)のジオポテンシャル高度、水平風速、気温、相対湿度と総降水量(1989 年～2018 年の各 6, 7 月)を用いた。また、ECMWF による ERA-interim 再解析データセット(2012 年 6, 7 月)の雲量を用いた。

## 3. 解析結果

南シナ海上において 6 月に似た構造を持つジェット状の風が確認されている(Tu et al. 2019, MWR)。彼らの下層ジェットの定義にならって、①高度 900hPa 以下に風速極大値 15m/s 以上を持ち、②そこから上方へ高度 600hPa までに風速が少なくとも 3m/s 減少している場所を下層強風域と定義して、東シナ海上での分布を調べた。下層強風域の発生頻度のピークは 7 月上旬に現れていた。多数発生していた領域は、台湾海峡から 31N 付近まで北東方向に伸びていた(図 1)。この下層強風域は、多くの場合梅雨前線から南に数百 km 以上離れた場所で発生しており、上層のジェットとは独立した発生機構をもつと考えられる。

900hPa 付近での風速の極大を説明する要因として①水平温度勾配の強化に伴う地衡風の強化、②降水システムへの風の収束に伴う非地衡風の強化などが考えられる。鉛直シアを調べたところ、ほぼ地衡風方向であったことから、地衡風方向の 900hPa と 700hPa の風速差を地衡風、非地衡風に分けて求めた。地衡風に平行な向きのシアを形成するのは、地衡風成分が約 55%、非地衡風成分が約 45%とほぼ同程度であったため、地衡風、非地衡風の両面から下層で風速が強化される原因を調べた。

温度勾配の増大による風速強化を考えるため、下層の温度分布を解析した。平年値(図 2a)と比べて、強風域形成時(図 2b)には東シナ海の 127E 付近まで中国大陸から高温域が広がってきていた。この広域の高温域形成時には華南東岸から内陸にかけて晴天となっていて日射加熱が認められた。また

この時期にはその上空 900hPa に強い西風が見られる。日射によって加熱された空気が下層の西風によって東シナ海まで移流されたことで、ここでの温度勾配が増大し地衡風成分の鉛直シアが強化されたと考えられる。このことを確かめるために、数値モデル WRF で中国大陸南部を海域に変更し大陸上の加熱をなくす実験を行った。その結果、再現実験と比べて東シナ海西部の高温域と下層ジェットが共に弱くなっていることが確かめられた。

一方、下層強風域の検出数には、18UTC(03JST)で最大となる明瞭な日内変化が見られた。これは、この地域での非地衡風成分の変化とおおむね対応していた。この現象には、非地衡風成分も重要な役割を果たすとみられる。

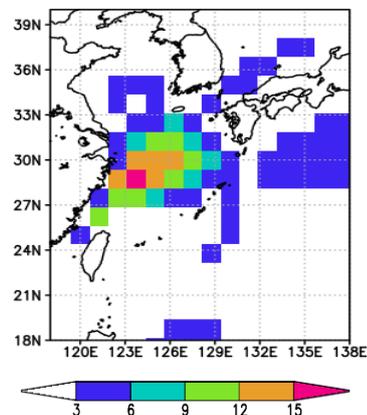


図 1. 1989 年から 2018 年の 7 月上旬において下層強風域が出現した割合(%)。

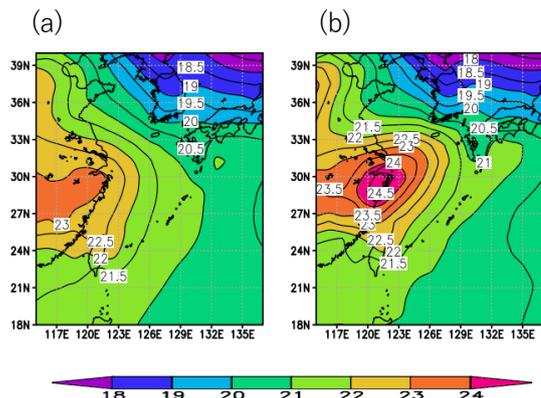


図 2. 高度 900hPa 面における気温分布(°C)。(a)1989 年から 2018 年における 7 月 1 日から 20 日の平均。(b) 同期間の中で、126.25E、30N の地点に下層強風が発生した時刻における平均。

# 北西中緯度太平洋の海水面温度変動特性 Sparse PCA 解析を用いて

\*美山透(海洋研究開発機構アプリケーションラボ)

## 1. はじめに

北西中緯度太平洋には黒潮続流フロントや亜寒帯フロントが存在しており、その変動は大気に影響を与えていると考えられている(Frankignoul et al. 2011)。Frankignoul et al. (2011) は、海面水温前線の位置をPCA(EOF)解析することで変動を取り出した。Mitsudera et al. (2018) は、そのうち亜寒帯フロントの変動が、磯口ジェット(図1のJ1, J2の位置にあるフロントに対対応)とばれる地形にコントロールされた流れに影響されていることをしめしている。このように北西中緯度太平洋の水温温度変動は、前線構造を反映していると考えられるが、後にしめすように単純に北西中緯度太平洋の海面水温時空間場にPCA解析を行っても前線を反映した変動が取り出せない。これは大きな空間次元から多くのシグナルを拾ってきてしまっているためだと考えられた。そこで、ここではスパース性(取り出したいシグナル以外では変動が0に近い)を仮定したSparse PCA解析を行い、PCA解析と比較してみた。

## 2. データと手法

解析水温場はNOAA OISST Ver. 2.1である。水平分解

能は $0.25^\circ$ である。1983年から2019年の日平均データを月平均値にし、線形時間トレンドを抜いた後、月気候値を引いて、アノマリーとした。このアノマリー場に、PythonのライブラリーであるScikit Learnを用いてSparse PCA解析を行った。要旨ではスパース性の強さを決めるL1 penaltyの強さを0(図1左)と1(図1右)にした場合をのせる。0は普通のPCA解析に対応する。ともに10の主成分を求めて、最初の4主成分を図にしている。

## 3. 結果

単純にPCA(EOF)解析した場合は、広い範囲で連動しており、変動空間はあまり前線を反映していない(図1左)。Sparse PCA解析の結果では空間構造はよりローカルになっている。前線との関係から第3主成分(PC3)と第4主成分(PC4)がFrankignoul et al. (2011)の黒潮続流の変動と亜寒帯前線の変動に対応していると考えられる。今回はこのような結果になったが、パラメータによる結果の安定性と、物理的妥当性については別途検討する必要がある。

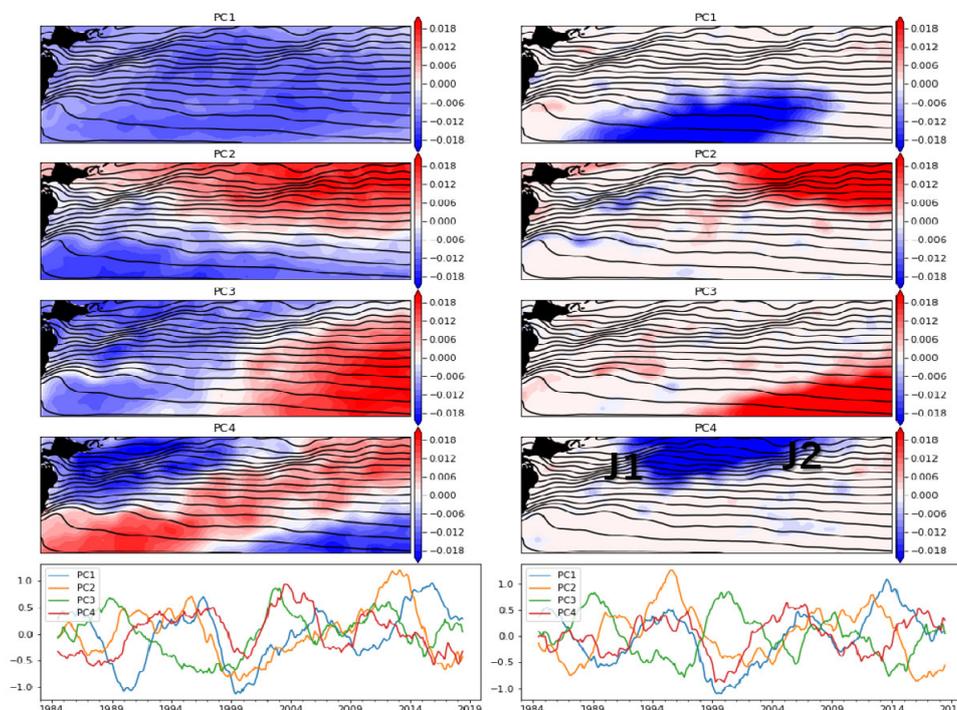


図1: 海面水温場に Sparse PCA 解析を行った結果。上段4つの図の色が4主成分の空間構造。黒コンターは水温の気候値( $1^\circ\text{C}$  間隔)。5段目が主成分の時系列。左が L1 penalty が 0 (PCA 解析に対応)の場合。右が 1 の場合。時系列は 37 か月移動平均をかけた。

## 2009年3月23日の寒気流出現象における地形の効果について

\* 白井健, 岩崎俊樹, 伊藤純至, 山崎剛 (東北大院理)

## 1 はじめに

本研究では、2009年3月23日の寒気流出現象における地形の効果把握することを目的とする。2009年3月22日から23日にかけて、太平洋と日本海を発達した低気圧が通過した。それに伴い日本海側から寒気が流れ込み、23日は関東で強い北西風が各地で観測された。同日の日本時間6時49分に、成田空港では貨物飛行機が着陸に失敗し、機長と副操縦士の2名が死亡した。航空事故調査報告書 [1] では間接的な要因の一つとして「風向風速の変化や気流の乱れにより、速度やピッチ角が安定せず、降下率が大きな状態で侵入したこと」を推定している。一川 [2] の数値計算では、成田上空に強い風速の鉛直シアが再現され、下層への寒気の流入や地形による風の強化が原因だと推定している。本事例における寒気流出のメカニズムを把握することは、航空機の安全な運航に資すると考えられる。本研究ではまず、本事例における地形の寄与について調べた。

## 2 使用データおよび解析手法

本研究では気象庁非静力学モデル JMA-NHM[3] を用い、関東地方を中心とする 750km 四方の領域で水平解像度 5km の数値計算 (実験 1) と、その領域内 500km 四方の領域で水平解像度 1km の数値計算 (実験 2) を行った。実験 1 では、初期・境界値に MSMGPV 初期値、境界層スキームに MYNN Level2.5 を用いた。地形データは GTOPO30 (解像度約 1km) を使用し、モデル格子の周囲のデータを平均したもの (CTL 実験)、内挿したもの (INT 実験)、最大値をとったもの (ENV 実験) の 3 つを用意し、地形データ以外は同じ条件で数値計算を行った。実験 2 では実験 1 の CTL 実験の結果をネスティングし、境界層スキームに Deardorff (1980) を用いた。地形データは同様に GTOPO30 を使用し、モデル格子の周囲のデータを平均したもの (dx1CTL 実験) と、水平解像度 5km で周囲のデータを平均して作成した地形をモデル格子に内挿したもの (dx1COA 実験) を用意し、地形データ以外は同じ条件で数値実験を行った。

## 3 結果

寒気を積分量として表現するために、Iwasaki *et al.* (2014) [4] で導入された特定温位面以下の寒気解析ツールを使用した。以後、286K の温位面以下の大気を寒気と定義し、寒気質量  $DP$  を地表と温位 286K 面間の気圧差とする。図 1 (a), (b), (c) は 3月23日 0650JST における CTL 実験の寒気質量、同寒気質量と INT 実験、ENV 実験の寒気質量の差分を表している。図 1 (b) では寒気先端付近で偏差が負となっており、INT 実験では CTL 実験と比較して寒気先端が内陸側に位置していた。図 1 (c) では関東平野全域で偏差が負となっており、ENV 実験では関東平野に流出する寒気量が大幅に少なかった。また、ENV 実験では寒気が関東平野

に流出するタイミングが遅かった。いずれの実験においても関東平野に高度 700m 付近を軸とする北西風ジェットが表れたが、ENV 実験は他の実験に比べて風速が 3m/s 程大きかった。図 1 (d), (e), (f) は同日時の dx1CTL 実験と dx1COA 実験の寒気質量及びそれらの差分を表している。図 1 (f) より、寒気質量は関東平野全域で dx1COA 実験の方が 20hPa 前後大きかった。また、寒気の到達距離と水平方向の広がりも dx1COA 実験の方が大きい。関東平野下層のジェットはいずれも高度 400m 付近に表れたが、dx1COA 実験の方が 3m/s ほど風速が大きく、その軸は dx1CTL 実験と比べて 30km 程南西側に位置していた。

## 4 まとめ

実験 1 からモデル内の地形の表現が寒気の流出量、流出タイミング、到達距離、下層の風速に影響することが示唆された。実験 2 から、地形の解像度によって寒気表現に差が出るだけでなく、下層ジェットの軸の位置にも差が出ることが示唆された。今後は本事例における寒気効果と山越え気流の効果に分けて確認するために、国見峠や碓氷峠など寒気が流出する経路をふさいだ数値実験を行う予定である。成田空港付近の流れ及び乱流エネルギーの解析も行う予定である。

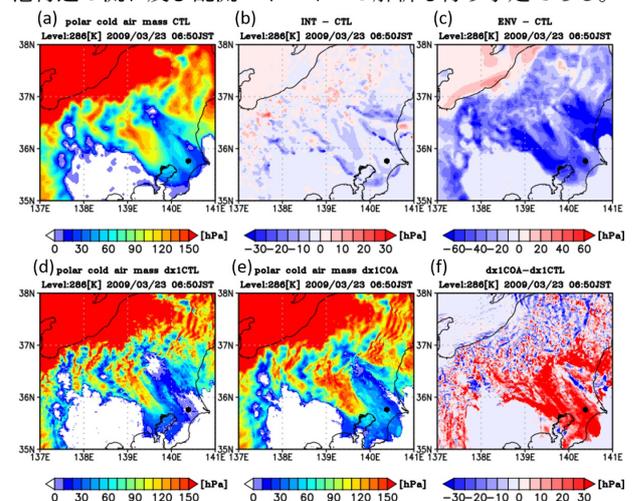


図 1 2009年3月23日 0650JST における寒気質量 (a): CTL 実験, (b): INT 実験と CTL 実験の差分, (c): ENV 実験と CTL 実験の差分, (d): dx1CTL 実験, (e): dx1COA 実験, (f): dx1COA 実験と dx1CTL 実験の差分

## 謝辞

本研究の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。

## 参考文献

- [1] 運輸安全委員会, 2013, 航空事故調査報告書, AA2013-4-2
- [2] 一川ほか, 2009, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, P108.
- [3] Saito, K., *et al.*, 2006, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266-1298.
- [4] Iwasaki, T., *et al.*, 2014 *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230-2243.

# 南極昭和基地における極端 Tropopause fold イベントの解析

\*水越将敏, 高麗正史, 佐藤薫 (東大院理)

## 1. はじめに

中高緯度では低気圧性擾乱に伴って対流圏界面の急速な下降 (tropopause fold; TF) がみられる。中高緯度の下部成層圏では等温位面を通じて対流圏との物質交換が可能である。TF は対流圏と成層圏の物質交換に大きく寄与することが指摘されている[1]。また、TF の発生頻度は南極大陸沿岸域で高いことが報告されている[2]。しかし南極域における TF の力学過程は解明されてない。そこで本研究では、主要な大気観測拠点である南極昭和基地上空における TF の極端イベントの力学過程を解析した。

## 2. 研究手法・データ

力学的対流圏界面として  $-2$  PVU の等渦位面を解析した。TF の発生時には、圏界面の折れ込みに伴って力学的圏界面が複数存在することがある。その場合、成層圏大気と接続している渦位面の最低高度  $z_{PV^-}$  を対流圏界面とした。南極昭和基地 ( $69.0^{\circ}\text{S}, 39.6^{\circ}\text{E}$ ) 上空で  $z_{PV^-}$  が  $4$  km 未満となるイベントを TF の極端イベントと定義し、 $z_{PV^-}$  が最低となる時間を基準時間 ( $T=0\text{hr}$ ) として抽出した。

解析には、2000~2018 年 (19 年間) の ERA-5 を用いた。移動性擾乱に伴う変動成分を抽出するため、10 日を切離周期とするハイパスフィルターをかけて取り出した成分を偏差として合成図解析を行った。

## 3. 結果

図 1a に  $39.5^{\circ}\text{E}$  での渦位の合成図解析の結果を示す。 $68^{\circ}\text{S} \sim 75^{\circ}\text{S}$  では地表付近から高度  $14$  km 以上まで渦位の負偏差が見られる。図 1b に圏界面高度の水平断面図を示す。TF が、南極大陸のふちに沿って  $70^{\circ}\text{S}, 30^{\circ}\text{E} \sim 50^{\circ}\text{E}$  に見られる。これは、同時間帯に前線が東西に伸びていることを示す。また、 $69^{\circ}\text{S}, 39.5^{\circ}\text{E}$  での時間高度断面図 (図略) を調べてみると、渦位の負偏差は  $T=-18\text{hr}$  ごろから見られ、 $T=-6\text{hr}$  から  $T=0\text{hr}$  にかけて圏界面が  $2$  km 以上急降下することがわかった。

図 2a に  $T=-6\text{hr}$  における  $500$  hPa でのジオポテンシャル高度 GPH と東西風  $u$  を示す。 $62^{\circ}\text{S}, 25^{\circ}\text{E}$  に中心をもつ高気圧と  $70^{\circ}\text{S}, 43^{\circ}\text{E}$  に中心を持つ低気圧が見られる。昭和基地の北西側では、高気圧と低気圧の間で気圧傾度が高く、局所的な西風ジェットが形成されることがわかる。

図 2b に  $500$  hPa での  $Q$  ベクトルの発散を示す。西風ジェットの出口にあたる  $69^{\circ}\text{S}, 40^{\circ}\text{E}$  付近では  $Q$  ベクトルは赤道向きであり、昭和基地のすぐ南側では  $Q$  ベクトルは発散場なので、下降流の存在が示唆される。昭和基地上空の TF はジェットの南東側に位置する。したがって TF の発達は準地衡流の枠組みで説明可能である。

先行研究[3]では、南極域における非断熱加熱 (特に大陸上の放射冷却) による鉛直風・渦位生成に関する議論が行われている。今後、力学過程に伴う下降流の定量化に加えて、非断熱加熱に伴う下降流の定量化も行う。

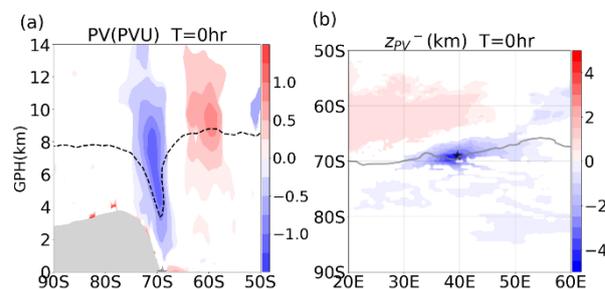


図 1  $T=0\text{hr}$  における合成図。(a)  $39.5^{\circ}\text{E}$  での渦位の擾乱成分の緯度高度断面図。破線は圏界面高度  $z_{PV^-}$  を表す。(b) 圏界面高度  $z_{PV^-}$  の水平断面図。灰色線は南極大陸のふちを表す。陰影は信頼度 95% で統計的に有意なことを示す。

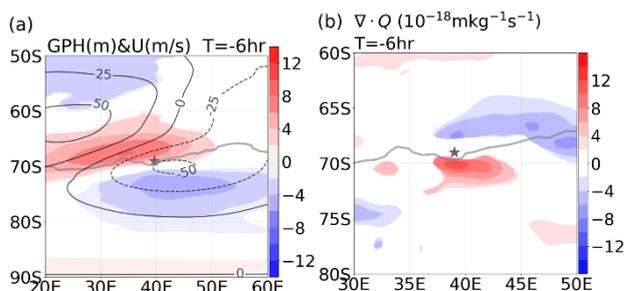


図 2  $T=-6\text{hr}$  における  $500$  hPa での合成図。(a) GPH (実線) と  $u$  (陰影) の水平断面図。(b)  $Q$  ベクトルの収束発散の水平断面図。陰影は信頼度 95% で統計的に有意なことを示す。星印は昭和基地の位置を示す。

## 4. 参考文献

- [1] Sprenger, M., et al., 2003, *J. Geophys. Res.*, **108**, D12, 8518.
- [2] Škerlak, B., et al., 2015, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 4860-4877.
- [3] Fulton, S. R., et al., 2017, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 12635-12652.

## 気圧配置分類に有効な類似度計算法の調査

\*佐藤拓人 (筑波大学・生命環境科学研究科), 日下博幸 (筑波大学・計算科学)

### 1. はじめに

気象予報や気象現象の解析の際、気圧配置図を分類する機会は数多くある。データの大規模化を考慮すると、分類手法の中でも、計算機を用いた客観的な分類が今後ますます注目されるだろう。

客観的分類のための類似度として相関係数や二乗誤差、ユークリッド距離が類似度として使われてきた。最近では、Mo et al. (2014) が、気象分野に限らず相関係数に関連した類似度計算法を実装し、相互比較を行った。しかし、画像ハッシュのように、相関係数とはコンセプトの異なる類似度計算法に関する検討は未だ不十分である。また、単一の典型的な教師データを設定した実験しか行っていない点も問題であろう。

そこで本研究では、5つの類似度計算法(ユークリッド距離、相関係数、structural similarity, average hash, S1-score)を実装し、複数の教師データを設定して精度を相互比較する。

### 2. データと手法

使用するデータはJRA-55(Kobayashi et al, 2016)の日本周辺の10年分の海面更正気圧である(14,612枚)。対象とした気圧配置型は日本海低気圧型である。本研究では、複数の専門家(N=5)による目視で、80%以上(N=4以上)が日本海低気圧と判断したものを日本海低気圧(328枚)とした。また同様の方法で非日本海低気圧データ(788枚)も作成し、調査用のデータセットとした。

日本海低気圧型のうち1つを教師データとし、その他のデータセット内の全てのデータとの類似度を計算する。類似度の高い順にデータセットを並べ替え、先頭から特定の数データを抽出し、取り出すことができた日本海低気圧型の全体に対する割合を抽出率とした。特に全ての日本海低気圧型(328枚)を教師データとして抽出率の評価を行うことで、教師データによってどの程度差があるかを調査した。

### 3. 結果

表1に、各類似度計算法における精度を示す。Structural similarity (SSIM)とS1-score (S1)は、全ての教師データで評価した場合の平均的な抽出率が、他の類似度計算法より10%以上高い。そのため、教師データ

によらず、他の手法より高精度になりやすいと言える。また、全ての教師データで評価した場合に最低となった抽出率を見ても、SSIMとS1はその他の手法より高く、教師によらずある程度の精度で抽出できることがわかった。また、抽出されたデータセットをみると、SSIMとS1は教師データのノイズに対してある程度ロバストで、視覚的な類似性をよくとらえることができた例があった。これに対して、従来使用されていたユークリッド距離(EUC)は、低気圧の類似性はとらえられたが、視覚的な類似性はそれほどとらえられない場合もあった。

### 4. 結論

本研究で対象とした日本海低気圧型の場合、Structural similarityとS1-scoreが教師データによらず高精度で分類が可能である。また、類似度によって重視する要素に違いがあることが確認され、特に視覚的な類似性をよくとらえた類似度が高精度になったものと思われる。

表1 各類似度計算法の最高・最低・平均の抽出率(%)。抽出率は、類似度の上位328位までに含まれる日本海低気圧型の枚数の割合とした。COR: 相関係数, EUC: ユークリッド距離, aHash: average hash, SSIM: structural similarity, S1: S1-scoreをそれぞれ表す。

Method	Maximum	Minimum	Mean
COR	73.1	19.6	43.2
EUC	64.2	20.2	39.2
aHash	66.7	15.6	40.6
SSIM	77.7	26.9	56.7
S1	80.4	23.9	57.7

### 謝辞

本研究の一部は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進費(2-1905)により実施された。

### 参考文献

- [1] Mo R. et al., 2014, *J. Hydrometeorol.*, **15**, 1862-1880.  
 [2] Kobayashi C. et al., 2016, *J. geophys. Res. Atmos*, **121**, 1493-1510.

# 寒候期に温帯低気圧がもたらす強風の地域的特性

\*平田英隆（立正大・地球環境科学）

## 1. はじめに

寒候期、温帯低気圧が日本付近を頻繁に通過し、強風をもたらす。温帯低気圧に伴う強風は、人的被害、建物被害、ライフラインの障害などを誘発し、我々の生活へ大きく影響を及ぼす。故に、その特性を適切に理解することは重要である。しかしながら、日本付近の温帯低気圧に伴う強風の特徴については十分に研究がなされていない。そこで、本研究では、再解析データを用いて、温帯低気圧がもたらす強風の気候学的特徴を調べた。本学会では、特に、強風の地域的特性に関する調査結果について報告する。本研究では、1979年から2019年の寒候期（11月から4月）に注目する。

## 2. 使用データと手法

低気圧および強風イベントを分析するために、ERA-interim ([1]) を使用した。[2] の低気圧追跡手法を利用して、低気圧を特定した。[3] の定義に従って、低気圧を爆弾低気圧（急発達する低気圧）とそれ以外の低気圧に分類した。強風イベントの定義は以下の方法で行った。まず、解析期間中の日本付近の10m高度水平風速の99パーセンタイル値を見積もった。風速がこの99パーセンタイル値を超えたイベントを本研究では強風イベントと定義した。さらに、低気圧中心から1500 km以内で発生した強風イベントを低気圧関連イベントとみなした。

## 3. 結果と考察

日本付近の強風イベントの発生頻度について調査したところ、北海道周辺（エリアA）、中部、近畿、中国

地方の日本海側（エリアB）、東北、関東、中部地方の太平洋側（エリアC）で、高い頻度が確認された。また、温帯低気圧の中でも、特に爆弾低気圧が強風発生に大きく寄与することがわかった。そこで、各エリアの強風と爆弾低気圧との関係について調査した。

エリアごとに、爆弾低気圧の中心に対する相対的な強風発生位置の特徴について調査した（図1）。エリアAでは、低気圧の南西・北西象限に高頻度域が集中する。エリアBでは、低気圧中心の南西付近で頻度が高い。エリアCでは、低気圧中心の南西から東側にかけて高頻度域が、さらに低気圧中心の西・北側でも頻度の比較的高い領域が見られる。さらに、エリアCでは南東象限において中程度の頻度域が南北にひろがる。

図1で示した各エリアの強風特性は、Warm Conveyor Belt (WCB) および Cold Conveyor Belt (CCB) に伴う強風 ([4]) として解釈できる。エリアAとCの低気圧の北西・南西象限の強風はCCBとの関係が、エリアBとCの低気圧中心南西および南側の強風はWCBとの関係が推測される。また、エリアBの低気圧中心南の強風の一部はCCBの先端、エリアCの南東象限の強風には低気圧中心から離れた位置で発達するWCBが関係している可能性が高い。

## 参考文献

- [1] Dee, D., et al., 2011, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597.
- [2] Tsukijihara, T., et al. 2019, *Inter. J. Clm.*, **39**, 1700-1715.
- [3] Yoshida, A., and Y. Asuma, 2004, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1121-1142.
- [4] Hewson, T.D., and U. Neu, 2015, *Tellus*, **67A**, 27128.

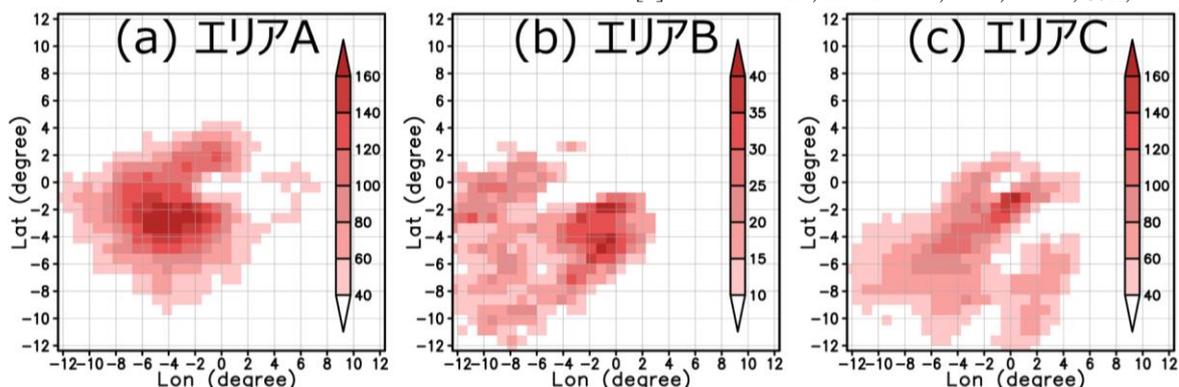


図1 (a) エリアA、(b)エリアB、(c) エリアCにおける爆弾低気圧の中心に対する強風イベントの頻度分布図。

## 温帯低気圧化する台風と寒冷渦の接近事例について

入江健太\*（京都大学理学研究科）・竹見哲也（京都大学防災研究所）

### 1. はじめに

台風の温帯低気圧化は台風が中緯度環境場の影響を受けて生じることが知られている。中緯度環境場の例としてトラフの影響が挙げられる。トラフと台風の温帯低気圧化の関係については観測や数値シミュレーションなど様々な研究がされており、特に、台風の温帯低気圧化後の再発達について注目されてきた（Bosart and Lackmann, 1995; Ritchie and Elsberry, 2000; Kimball and Evans, 2002）。トラフが深まると、トラフの先端が切離され、寒冷渦となる。2016 年台風 10 号（Lionrock）や 2018 年台風 12 号（Jongdari）が寒冷渦に接近し、特異な経路を取ったことは記憶に新しい。

本研究では、温帯低気圧化する台風が寒冷渦に接近することでどのような影響があるのか調査する。

### 2. データと方法

用いたデータは気象庁 55 年長期再解析（JRA-55; Kobayashi et al. 2015）である。解析期間は、2009 年～2018 年の 10 年間とし、台風の接近・上陸数の多い 7 月～9 月を対象とした。なお、台風が 9 月に発生し 10 月に温低化した事例は含めず、6 月に発生し 7 月に温低化した事例は含めた。また、寒冷渦の抽出には 200 hPa 高度の極小かつ 300 hPa 気温偏差が負という条件を用いた。台風と寒冷渦の接近は、台風中心から半径 1000 km 以内に寒冷渦中心が存在することを判定基準にしている。

### 3. 寒冷渦に接近した台風

抽出された寒冷渦中心と気象庁台風ベストトラックデータを用いて接近事例を抽出した。2009 年～2018 年夏季（JAS）において、日本に接近・上陸した台風は 77 事例あり、そのうち 74% に当たる 57 事例が温低化していた。また、温帯低気圧化する台風と寒冷渦の接近事例は、2009 年～2018 年までの期間で 9 事例抽出された（表 1）。これらは期間中に日本に接近・上陸した台風の約 11% にあたり、温低化した台風の約 15% に当たる。また、台風は、寒冷渦の北西または北東象限に位置するという関係にあった。極端に近い TC1710 や TC1814 を除けば、台風中心と寒冷渦中心の距離は、おおむね 700 km であった。

講演では、接近事例の時間推移と空間構造について詳細を述べる。

表 1. 温帯低気圧化する台風と寒冷渦の接近事例。

TIME は温低化時刻、TLON は台風中心の経度、TLAT は台風中心の緯度、D は台風中心と寒冷渦中心の距離、AZ は台風中心からみた寒冷渦中心の方角（0° が北で、時計回りに 360°）である。

NAME	TIME (UTC)	TLON [deg]	TLAT [deg]	D [km]	AZ [deg]
TC1106	2011.07.24.12	150.3	41.6	735.0	123.6
TC1212	2012.08.10.06	148.3	43.7	631.9	231.4
TC1518	2015.09.09.06	136.3	37.2	616.2	248.5
TC1606	2016.08.15.00	145.6	43.6	541.8	174.0
TC1610	2016.08.30.18	138.0	42.0	934.6	240.7
TC1703	2017.07.05.00	146.0	36.1	737.1	165.5
TC1710	2017.08.01.06	116.0	30.4	150.8	106.8
TC1812	2018.08.03.00	121.5	30.6	615.4	237.3
TC1814	2018.08.15.06	119.7	37.9	51.7	149.2

## 南極氷床上に展開した無人気象観測装置 (AWS) の積雪深計の観測結果に基づく議論

\*平沢尚彦 (極地研), 本山秀明 (極地研), 山田恭平 (長野県環境研), 杉浦幸之助 (富山大), 栗田直幸 (名古屋大)

### 1. はじめに

我々は2016年～2019年の約4年間に海岸域からドームふじ基地にかけて4基の新型の無人気象観測装置 (AWS: Automatic Weather Station) を用いた観測を氷床上に展開している。図1は4つのAWSの設置地点を示す。氷床の末端部から内陸に向かって, H128, MD78, NRP, NDF と呼ぶ。新型のAWSの特徴の一つは超音波積雪深計であり, 氷床表面の高さの変化を高い時間解像度で観測する。この観測は我々がこれまで数10年間続けいる1年に1度の雪尺観測による年間表面堆積量の言わば中身を捉える。氷床表面における堆積, 削剥, 昇華蒸発, 圧密など様々な過程を推定することを期待している。本講演では, これらのAWSの積雪深計群が氷床スケールの降雪現象を捉えているか, 氷床上の降雪量の半分を担うという極端降水現象 (Turner et al., 2019) に対応した堆積が観測値に存在するか, 削剥や昇華蒸発に対応した表面高度の低下があるかについて興味を持ち, 結果を整理する。

### 2. H128の時系列

図2にH128の積雪深計の日平均値の時系列を示す。この地点は最も長い期間の観測データを有する。図から分かる重要なことは, 表面高度の時間変化には階段状の変動とパルス状の変動があって, 表面高度の上昇は主に階段状の上昇によりもたらされることである。どちらの変動についても, 多くの場合, 総観規模擾乱の影響を受けている。パルス状の変動と階段状の変動を分けるものが何であるかが現在の課題である。

ここにはもう一つ興味深い特徴が現れている。図中の下向き太い矢印は年の境界付近, すなわち南極の夏季であるが, 表面高度がゆっくりと低下している。暖候期の現象が関わっていると考えられるが, その仕組みは現在の課題である。

### 3. 広域の表面高度の上昇

ここでは2019年1月～2020年5月のH128とNRPの積雪深計の日平均値の時系列を比較し (図は当日示す), 両地点で同日に表面高度の上昇があった日を抽出した。約1年半の間に4回の事例があった。衛星の画

像では雲域が氷床上に分布しており, 総観規模擾乱の影響による降雪, 堆積が起こったと考えられる。これらは広域に堆積が起こった事例として詳しく解析する。

しかし, 両地点の表面高度の上昇事例を見てみると, これら4つの事例よりも大きな変動が複数回起こっている。このような表面高度の大きな変動が単一の地点でしか観測されないことについて, 今後追求したいと考えている。

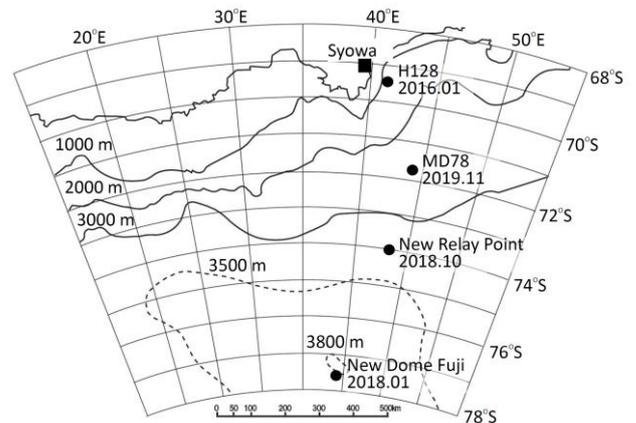


図1 AWSの設置地点. H128, MD78, NRS (New Relay Station), NDF (New Dome Fuji).

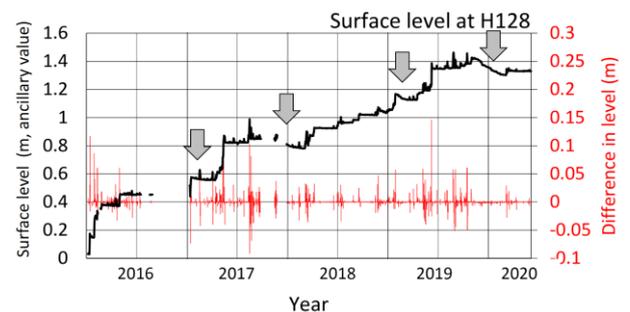


図2 H128の積雪深計の日平均値の時系列。

### 参考文献

- [1] Turner, J., et al., 2019, Geophys. Res. Lett., 46, 3502–3511.

## 南半球高緯度域における Be-7 の濃度分布と時間変化

\*平沢尚彦 (極地研), 中村琢 (岐阜大), 三輪美代子(岐阜大), 青木一真(岐阜大),  
小塩哲朗(名古屋市科学館), 山田恭平(長野県環境研), 田阪茂樹(岐阜大)

### 1. はじめに

Be-7 は主に下部成層圏において大気中のNやO原子から生成される宇宙線放射性核種 (cosmogenic radionuclide) である。Be-7 は生成されると直ぐに付近のエアロゾルに吸着する。したがって、対流圏では降水とともに大気中から除去されることがある。半減期は約 53 日であり、各大気現象の代表的な時間スケールを考慮すると、日変化、及び個々の総観規模擾乱に伴う大気の輸送経路の解明に利用できるだろう。Persson (2016)がまとめた全球分布に関する資料によると、大気中の濃度は両半球ともに中緯度から極域に向かって減少している。一方、Sanak et al. (1985)は南極のフランスの基地における Be-7 の計測結果に基づいて、成層圏大気の混入量を月平均で論じている。計測は日単位で行われているが、日々の大気循環との関係について詳しく論じてはいない。また、その後にも南極域における Be-7 の計測値を用いた研究が出版されているが、全て月単位の集計に基づいた議論が行われてきた。本研究は地上大気中の Be-7 濃度を日単位、或いは半日単位で計測し、その時間変化や空間分布から、成層圏大気の混入と対流圏の大気循環システムとの関係について考察する。これによって、南極域の大気・物質循環における成層圏を経由した流れに関する理解を深めたい。本講演ではこれまで 3 回の夏季に実施した観測結果に現れた特徴について議論する。

### 2. 観測

図1は3年間の「しらせ」船上観測の全ての地点を示す。船は12月初めに西部オーストラリアを出港し12月下旬に昭和基地に到着する。2月上旬に昭和基地を出港し3月20日前後にシドニーに入港する。図1には表せないが、昭和基地から直線距離で約20 km東に離れた南極氷床のS17地点でも観測を実施している。

### 3. 結果と考察

図2は船上観測から得られた南緯60度以南の Be-7 濃度の東西の分布を示す。特徴の一つは東経80度付近を境にして、東と西で濃度の差があることである。広域大気循環場の何かの関係していると考えている。

もう一つ、東経80-100度の領域で濃度が非常に低く

なっている。各計測の検出限界値は概ね  $1 \text{ mBq/m}^3$  であるが、それを下回る場合の方が多い。この原因にも興味を持ち気象の解析を進めている。

船上観測から見いだされた特徴的な領域に、昭和基地と氷床のS17地点の観測結果を加えて、濃度を比較すると (図表は講演当日)、濃度が最も高いのはS17地点であった。講演では大気循環システムとの関連や日変化についても言及したい。

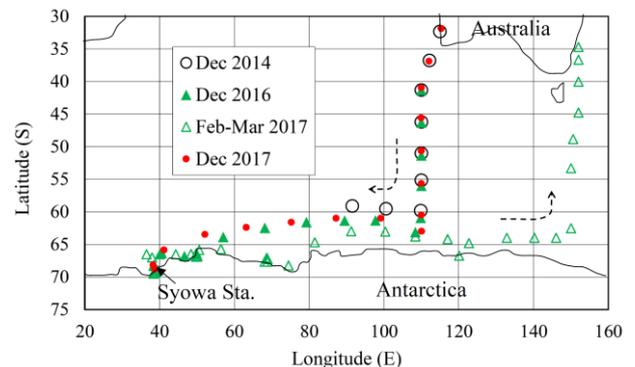


図1 3か年の船上観測。各マークは Be-7 捕集フィルター交換地点を表す。

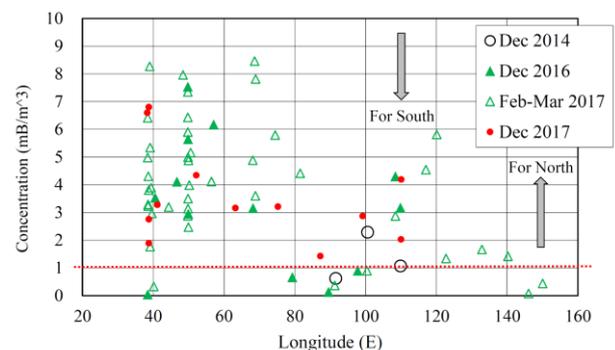


図2 船上観測から得られた南緯60度以南における Be-7 濃度の東西の分布。濃度  $1 \text{ mBq/m}^3$  に沿う赤の点線は各計測における概ねの検出限界値を示す。

### 参考文献

- [1] Persson, B. R. 2016, <https://doi.org/10.13140/RG2.1.4196.2960>
- [2] Sanak, et al., 1985, Tellus 37B, 109–115.

謝辞：本観測は日本南極地域観測隊 (第56次, 58次, 59次) により実施された。

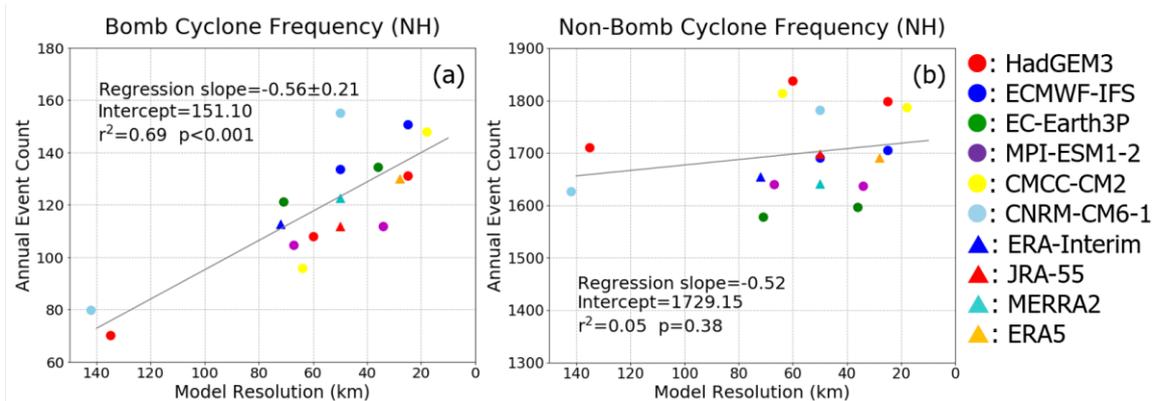
## Influence of Model Resolution on Bomb Cyclones Revealed by HighResMIP-PRIMAVERA Simulations

\*Jiaxiang Gao (Hokkaido University), Shoshiro Minobe (Hokkaido University), Malcolm J. Roberts (Met Office Hadley Centre), Rein Haarsma (KNMI), Dian Putrasahan (MPI-M), Christopher D. Roberts (ECMWF), Enrico Scoccimarro (CMCC), Laurent Terray (CERFACS/CNRS), Benoît Vannière (University of Reading) and Pier Luigi Vidale (University of Reading)

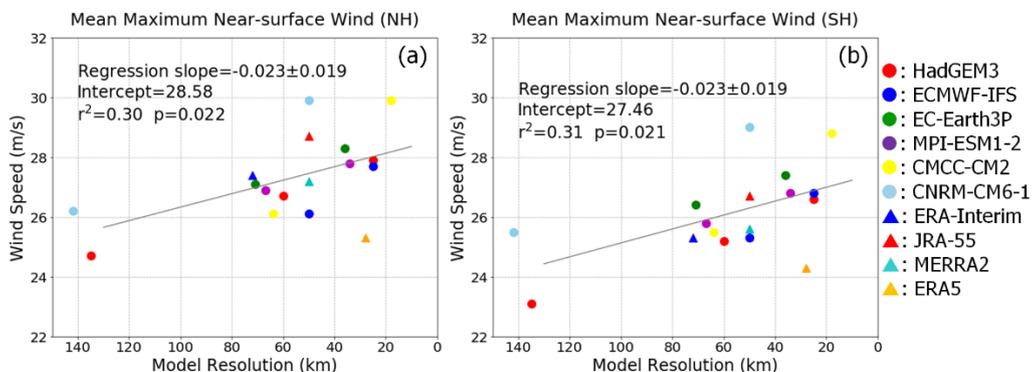
Bomb cyclones are explosively intensifying extratropical cyclones that can cause severe damage to life and property. However, the poor ability of coarse-resolution climate models to simulate bomb cyclones, including underestimation of the frequency of bomb cyclones, remains a problem. In this study, the dependence of bomb cyclone characteristics on horizontal resolution from 135 to 18 km is investigated by analyzing the outputs of HighResMIP historical simulations of atmospheric general circulation models and four reanalysis datasets. Robust resolution dependence of bomb cyclone characteristics is identified for both the models and the reanalyses. Finer horizontal resolution significantly increases the frequency of bomb cyclones and reduces their average horizontal size. A regression analysis

indicates that bomb cyclone frequency is roughly doubled from 140 km to 25 km resolution. The overall increase in bomb cyclone number is associated with a large increase in small bomb cyclones and a moderate decrease in large ones. Bomb cyclones in higher-resolution models are also accompanied by a higher maximum wind speed and more extreme wind events, which is probably related to the increased pressure gradients due to the smaller size of the bomb cyclones. These results imply that high-resolution models should be used for evaluating the impacts of bomb cyclones in the future.

This study has been accepted by Environmental Research Letters (Gao, Minobe et al. 2020; doi:10.1088/1748-9326/ab88fa (open access)).



**Figure 1.** Scatter plots of annual mean (a) bomb cyclone and (b) non-bomb cyclone frequency in the NH plotted against resolution. The linear regression lines are shown in gray. The 95% CI of the regression slope is shown for  $p$  value  $< 0.05$ .



**Figure 2.** Mean bomb cyclone maximum near-surface wind speed against resolution for the (a) NH and (b) SH in respective winter seasons. The linear regression lines are shown in gray. The 95% CI of the regression slope is shown for  $p$  value  $< 0.05$ .

## 渦度収支解析による北極低気圧発達過程の研究

\*石山涼太<sup>1</sup>, 田中博<sup>2</sup>

(1: 筑波大学大学院生命環境科学研究科, 2: 筑波大学計算科学研究センター)

## 1. はじめに

北極域の低気圧活動を理解することは、北極域の海水分布との関係が多く、の先行研究から報告されているため、重要である。

北極低気圧 (Arctic Cyclone: AC) は、北極域に発生する低気圧の一つである。AC は、上層に暖気核、下層に寒気核を持つ順圧的な渦度の構造をしており、熱帯低気圧や温帯低気圧とは異なる構造や発達メカニズムを持つ[1]。AC の発達メカニズムに関しては、他の低気圧とマージングする際に、上層の暖気核の強化と下層における渦度の供給が起こることが重要なプロセスであると考えられてきた[2]。しかし、これらの発達メカニズムの定量的な評価は課題である。

そこで本研究では、渦度方程式を用いることで、AC の発達がどの力学的プロセスによりもたらされたのかを定量的に評価することを目的とする。

## 2. 解析手法

本研究では、事例解析とコンポジット解析を行う。解析対象は、異常に発達した 2008~2016 年の夏季の AC10 事例の発達過程とする。この 10 事例は、Yamagami et al. 2018 [3]と同じである。使用データは、NCEP FNL の最終解析データを用いた。

なお、渦度収支解析に用いる式は、渦度方程式を領域積分した式である。領域設定は、AC が順圧的で同心円状の構造であることを利用し、AC 中心から半径で領域を取って決定する。そして、各項を評価することで、AC 発達過程のメカニズムを定量的に調べる。

## 3. 結果

はじめに、AC10 事例の解析を行い、全 AC において、海面更正気圧 (SLP) が最小となる前 (12~66 時間内) にマージングが起こっていたことが確認された。そして、マージングの際に相対渦度 (RV) の強化が下層から上層まで起こっていたことが特徴として見られた。SLP 最盛期に 968.4 hPa を記録した 2016 年 8 月の AC (10 事例のうちの 1 つ) では、発達した温帯低気圧とのマージングの際に、下層において RV の水平フラックスによる供給が強く起こっていたがわかった。

続いて、AC10 事例に対し、SLP でのマージングのタイミングを揃えてコンポジット解析を行った (図 1)。その結果、AC の発達過程でマージングする際に、下層から上層まで一貫して RV 強化が起こること、そしてマージングによる RV 強化後に、AC の SLP 最盛期を迎えることが特徴として述べられることがわかった。

## 4. まとめと今後の展望

解析結果から、AC の発達にはマージングが大切な過程であり、その過程で下層から上層まで渦度の供給が一貫して起こっていたことが確認された。

今後は、この渦度強化がどの力学的プロセスで引き起こされたのかを、領域積分した渦度方程式を用いて解析を行っていく。

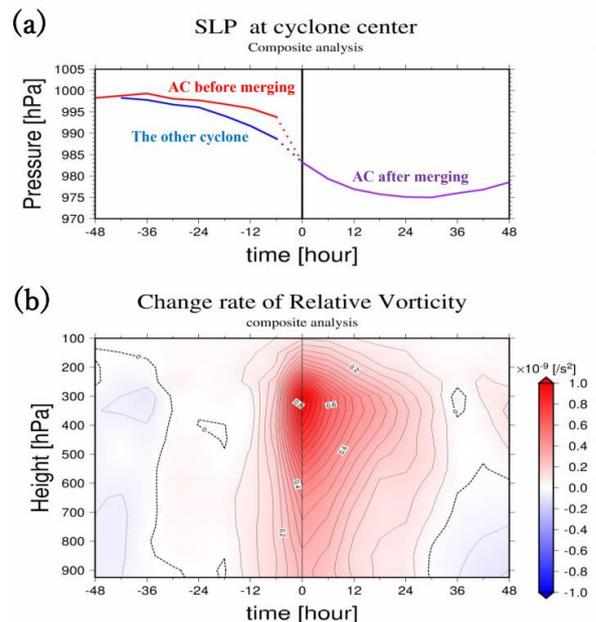


図 1: AC10 事例のコンポジット解析による (a) 低気圧中心の SLP の時系列, (b) AC 中心から半径 600 km 以内で領域平均した単位時間当たりの RV の変化量の鉛直分布の時系列。横軸は、AC と他の低気圧の SLP のマージングからの時間 (単位は [hour])。

## 参考文献

- [1] Tanaka et al., 2012, *Polar. Sci.*, **6**, 55-69.  
 [2] Aizawa et al., 2014, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **126**, 105-117.  
 [3] Yamagami et al., 2018, *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 4429-4437.

# 観測手法 (OB)

# 自律型海洋観測装置を用いた海上可降水量観測

\*藤田実季子<sup>1</sup>・福田達也<sup>1</sup>・横田牧人<sup>2</sup>・藤井信宏<sup>2</sup>・植木巖<sup>1</sup>・茂木耕作<sup>1</sup>・米山邦夫<sup>1</sup>  
(1:JAMSTEC, 2: (株)マリンワーク・ジャパン)

## 1. はじめに

水蒸気量の正確な計測は対流・降水の発生・発達過程の理解に重要である。特に海上における水蒸気量の観測は低頻度のマイクロ波放射計搭載の衛星観測が主流で、対流・降水の発生発達過程を観測するには不十分といえる。一方で、近年になって自動運転などの航法技術の革新により自律型海洋観測装置 (ASV) の活用が進んでいる。本研究では、この ASV を用いた外洋上での水蒸気量観測について紹介する。

## 2. 観測

ASV は Liquid Robotics 社の Wave Glider SV3 を採用した。装置のフロート上部に GNSS アンテナ、内部にロガーを搭載し、受信した GNSS 搬送波から可降水量を 10 分間隔で推定した。気象観測装置 (気温・気圧) も同様にフロート上部に搭載し、観測された値を可降水量推定に利用した。推定は精密単独測位で実施し Fujita et al. (2008) の手順を用いた。観測期間は 2018 年 7 月 3 日から 9 月 13 日で、図 1 に示す海域で実施した。

使用した ASV は推進力を波の力のみから得ることができる。海面に浮かぶフロートに繋がった水中グライダーが水流を推進力に変換し前進する。航行指示はイリジウム衛星を利用した双方向通信によりインターネット上の機能を介して操作が可能である。観測や運向けへの電力はフロート上部のソーラーパネルから太陽光蓄電で供給されるものを利用した。

## 3. 結果

ASV 上で観測された GNSS 可降水量とパラオ共和国コロールのラジオゾンデによる可降水量を図 2 a に示す。この比較は ASV がコロールの周囲半径 50km を航行中の場合のみ実施した。ラジオゾンデとの比較では過去の船舶上で観測された精度と同等であった。さらに全期間日の平均値を用いた SSM/I、水循環変動観測衛星「しずく」(GCOM-W1) との比較でも、同等の精度が得られた (図 2 b 参照)。

発表ではリアルタイム解析における精度や対流活動と連動した可降水量の変動事例も含め紹介する。

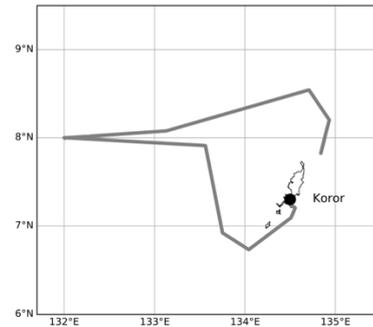


図 1 : ASV 航路図。黒丸はパラオ共和国コロールのラジオゾンデ観測点を示す。

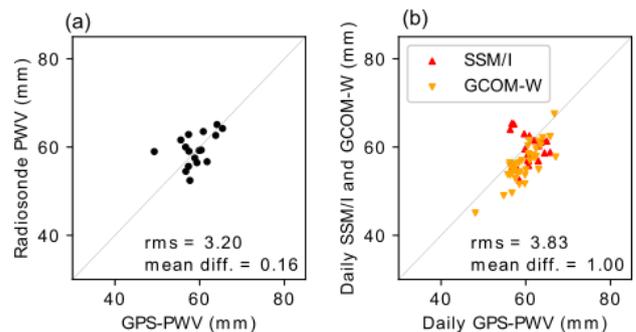


図 2 : ASV で観測された可降水量 (横軸) の散布図。  
(a) ラジオゾンデによる可降水量との比較、(b) SSM/I と GCOM-W1 による可降水量との比較をそれぞれ示す。

## 参考文献

[1] Fujita, M., et al., 2008: *Geophysical Research Letters*, **35**, <https://doi.org/10.1029/2008gl033764>.

本研究にて使用したデータ GCOM-W1 海上可降水量データは、宇宙航空研究開発機構より提供を受けました。

## MFMSPLを用いた大気中の粒子タイプの解析

\*藤川雅大(九州大学総合理工学府), 岡本創, 佐藤可織(九州大学応用力学研究所), 西澤智明, 神慶孝, 杉本伸夫(国立環境研究所), 工藤玲(気象研究所)

### 1. はじめに

雲から降水形成への変容や、雲とエアロゾルの相互作用の理解には、エアロゾル・雲・降水粒子の互いの近傍における特性把握が有効となる。雲観測においても下層の水雲や上層の光学的に非常に薄い巻雲に関しては、雲レーダが検出できない場合も多く、ライダー観測が必要となる。従来の地上ライダーでは、光学的に厚い雲を透過する能力に限られており、雲底までしか捉えられなかった。これらに対し、多重散乱信号を利用し、地上ライダーの観測限界を克服する試みが行われてきた(例えば Davis 2008)。

本研究で利用した多視野角多重散乱偏光ライダー(MFMSPL)システムは、従来のライダーでは透過できなかった雲の光学的に厚い部分からのライダー信号を偏光特性も含めて検出可能となるように設計されている(Okamoto et al. 2016)。MFMSPLは10 mradの視野を持つ8つの受信チャンネルで構成されている。4つのチャンネルは、それぞれ異なる傾斜角度で後方散乱信号の平行または垂直成分を観測するために使用される。望遠鏡は天頂方向から10mradごとに傾斜させ、総視野角は70 mradである。

MFMSPLは2014年よりつくば市の国立環境研究所にて観測が開始された。MFMSPLによる光学的に厚い雲からの減衰後方散乱係数と偏光解消度の観測については既に報告されている。本研究ではMFMSPLを使用して、雲/降水/エアロゾルを識別できるアルゴリズムを開発し、検証を実施した。

### 2. 解析手順

全てのチャンネルに有意な信号を取り出すノイズマスクを実施した。ノイズの信号強度の標準偏差の約3倍以下もしくは1カウント以下であればノイズとし、1×3コヒーレントフィルターをかけた残留ノイズを除去した。この結果、残留ノイズを約33万ピクセルに1回程度まで抑えることに成功している。次に、雲域を特定するために、雲底の検出に観測船「みらい」による先行研究(Okamoto et al. 2007)により算出された閾値を用いた。off-beamチャンネルについては雲底高度より上の有意信号を雲とし、on-beamチャンネルでは雲のライダー比

を19.0 srに設定して減衰補正を行った閾値より大きい信号を雲とした。雲底高度より下の領域ではエアロゾルと降水の信号を区別し、感雨計/雨量計と比較検証した。

### 3. 結果と展望

一例として2015年3月20日の雲域のみの検出結果を示す(図)。off-beamチャンネルの方が雲域を大きく捉えており、雲頂に近づくにつれ多重散乱の効果により偏光解消度が増大している。これらのアルゴリズムは、東京都小金井市の情報通信研究機構にて運用中の波長355nmのMFMSPL2へ導入される予定である。MFMSPL2は2018年から観測を開始したAeolus衛星(ALADIN)や2022年打ち上げ予定のEarthCARE衛星(ATLID)と同じ波長で観測しており、これらの検証にも期待される。

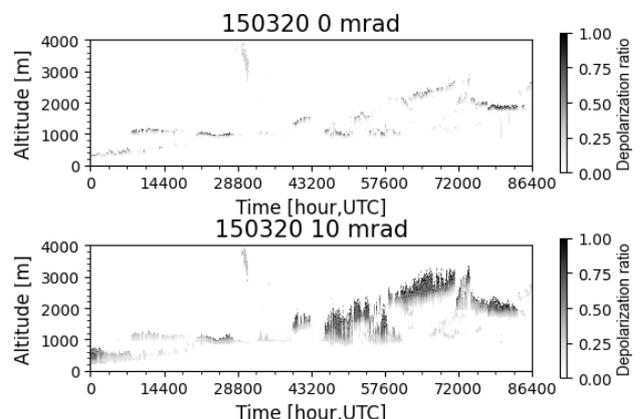


図: 2015年3月20日にMFMSPLにより観測された雲の偏光解消度。(上) 天頂向きチャンネルの結果。(下) 天頂より10 mrad傾けたチャンネルの結果。

参考文献:

[1] Davis, A.B. (2008), J. Geophys. Res., 113(D14), D14S10.

[2] Okamoto, H., et al. (2016), Opt. Express 24(26), 30053-30067.

[3] Okamoto, H., et al. (2007), J. Geophys. Res., 112, D08216.

謝辞:

本研究は科学研究費補助金 基盤研究(S): JP17H06139の助成を受けたものです。

# Development and application of Joint simulator for the ULTIMATE project

Woosub Roh<sup>1\*</sup>, Masaki Satoh<sup>1</sup>, Yuichi Ohno<sup>2</sup>, and Tempei Hashino<sup>3</sup>  
(<sup>1</sup>AORI, the University of Tokyo, <sup>2</sup>NICT, <sup>3</sup>Kochi University of Technology)

## 1. Introduction

It is important to evaluate and improve the cloud properties in global non-hydrostatic models like a Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM, Satoh et al. 2014) using observation data. One of the methods is a radiance-based evaluation using satellite data and a satellite simulator (here Joint simulator, Hashino et al. 2013), which avoids making different settings of the microphysics between retrieval algorithms and NICAM.

The satellite data with active sensors has a limitation to observe the specific case of cloud and precipitation systems. And it is needed to validate satellite observations using in-situ observation. There are intensive observation stations over the Kanto region. The ULTIMATE (ULTRa site for Measuring Atmosphere of Tokyo metropolitan Environment) is proposed to verify and improve high resolution numerical simulations based on these observation data.

Joint simulator is developed for simulations of radiances like satellite data. In this study, we introduce development and application of Joint simulator to simulate radiances from in-situ observations.

## 2. In-situ observations

There are several observation instruments over the Kanto region. For examples, the High Spectral Resolution Lidar (HSRL, 355 nm), Doppler lidar, and the Cloud Profiling Radar (CPR, 94 GHz) are located in NICT. HSRL and Doppler lidar can observe the aerosols and optically thick clouds. Joint simulator is developed for The EarthCARE satellite, which have CPR and HSRL. The EarthCARE Active Sensor Simulator (EASE, Okamoto et al. 2007, 2008; Nishizawa et al. 2008) in Joint simulator can simulate signals of CPR and HSRL in NICT.

The Multi Parameter phased array weather radar (MP radar) is located in Saitama university. MP radar can observe the precipitation hydrometeors and retrieve the hydrometeor identification based on polarimetric variables. Recently, POLARimetric Radar Retrieval and Instrument Simulator (POLARRIS, Matsui et al. 2019) is implemented in Joint simulator. The signals of MP radar can be simulated using Joint simulator.

The Wind profiler Network and Data Acquisition

System (WINDAS) data is available in Kawaguchiko, Mito, and Kumagaya. WINDAS can observe 3D wind fields. Now, we are considering to simulate signals of WINDAS using Joint simulator.

## 3. Simulations and the sample of observation data

We used the stached version of NICAM for test data of Joint simulator. We selected the two cases for September and November 2019. Figure 1 shows the case of 19<sup>th</sup> November 2019 case, NICAM simulated the long band of a frontal systems like observation data (Fig. 1). The figure 2 shows the WINDAS data in Kawaguchiko. The wind shear is strong in this precipitation systems and the strong signal-to-noise (SNR) means the precipitation echo (Fig 2).

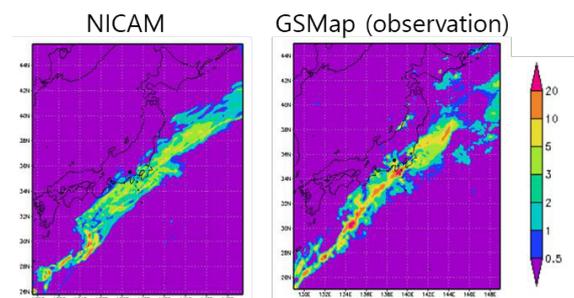


Figure 1. Horizontal distributions of precipitation on 03 JST 19<sup>th</sup> Nov. 2019.

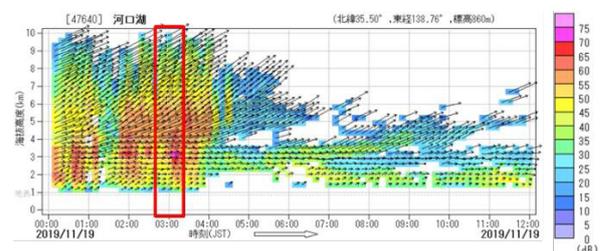


Figure 2. The observed wind vectors of the WINDAS in Kawaguchiko on 19th Nov. 2019. The red box is for 03 JST.

We will introduce the results of Joint simulator for ULIMITATE project. And We will discuss with issues of simulations of in-situ observations.

## WINDAS鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(4)

大野裕一・堀江宏昭・川村誠治・山本真之(情報通信研究機構)

## 1. はじめに

これまで各地のWINDASデータや小金井の雲レーダデータを用いて、高層雲エコーとみられる鉛直ドップラ速度の月平均高度プロファイルを作成し、0度高度からの高さに変換すると速度プロファイルがほぼ重なることを解析で示してきた。これはドップラ速度の季節変化が気温プロファイルによって決まっていることを示唆している。今回は月平均の代わりに日々の鉛直ドップラ速度とゾンデによる気温プロファイルを用いてその年間にわたる変化を調査した。

## 2. 熊谷WINDASの日々の鉛直速度変動

図1は2003年の熊谷WINDASデータを用いて日平均鉛直速度の高度時間断面図を1年分描いたものである。WINDASの鉛直速度データは速度0m/s付近に現れる大気エコーによる鉛直速度を除き、雲・雨エコーのみの鉛直速度のみを取り出している。鉛直速度は色づけしたコンターで示していて、縦軸は実際の高度で描いている。黄色から赤にかけての暖色系は落下速度が2.5m/s以上の降雨を示していて、黄色から青に変化する寒

色系は落下速度が0.5~2.3m/sで雪などの固体降水の落下を示している。二つの境あたりが融解層(0度高度)と考えられ夏に高く冬に低いという季節変化をしている。夏季を除くと日々の融解層高さの変動はある程度大きく、月平均気温ではこの変化は隠されてしまっている。そこで毎日の館野のゾンデデータ(OZ)を用いて図1の縦軸を気温で描いたのが図2である。暖色と寒色の境が気温0度付近に位置していて、その上部の高層雲エコーも鉛直風の日々変動が目立たなくなっている。これまでの発表で示してきたように高層雲の鉛直ドップラ速度が気温依存していることが明らかに見てとれる。今後、熊谷以外のWINDASデータについても気温を縦軸にすることで同様な傾向を示すかを確認する予定である。

## 謝辞

気象庁観測部観測課よりWINDASデータのご提供いただきました。本件は総務省電波利用料財源電波監視等実施費による委託業務「電波伝搬の観測・分析等の推進」の支援を受け行われた。

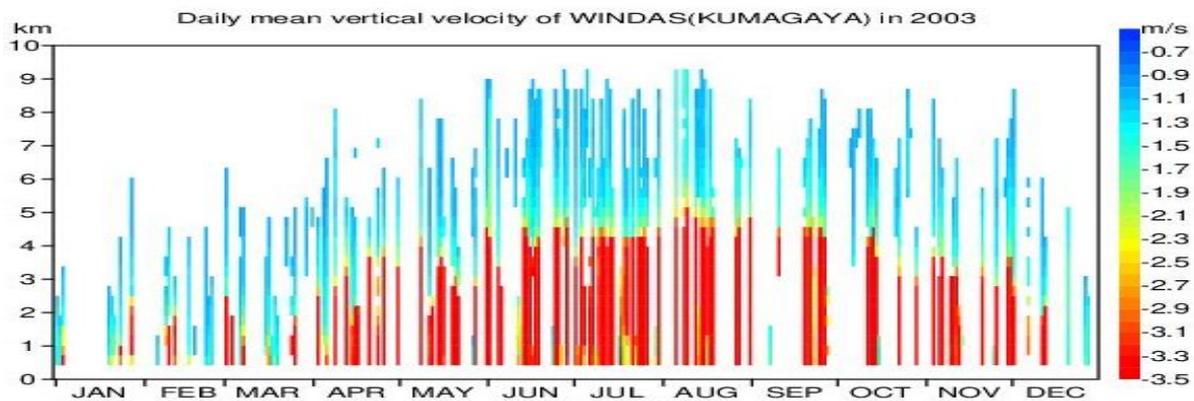


図1 2003年熊谷のWINDASで観測された日々の鉛直ドップラ速度(1年分)

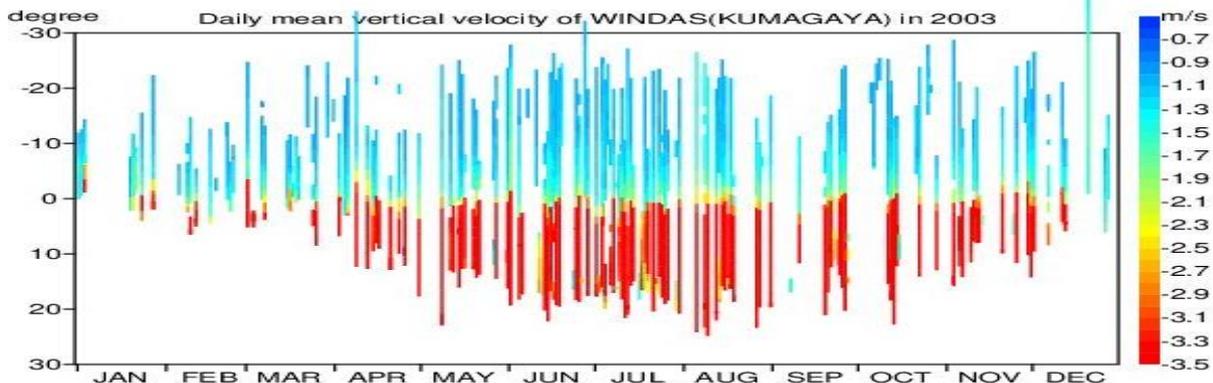


図2 高度の代わりに館野の気温プロファイルをした鉛直ドップラ速度

## 教師なし機械学習によるラマンライダーデータのノイズ除去

川畑 拓矢\* (気象研), 上里 達実 (理研 AIP), 横矢 直人 (理研 AIP),  
酒井 哲 (気象研), 吉田 智 (気象研), 高橋 温志 (理研 AIP),  
上田 修功 (理研 AIP)

## 1. はじめに

ラマンライダーでは時間的に連続な水蒸気鉛直プロファイルデータが得られる。このデータは数値モデルに同化することにより積乱雲の発生の予測に有用である。しかし、日中に得られる水蒸気データは、太陽背景光ノイズの影響を強く受け、欠損データや異常値が存在する。ノイズ除去のために、平均化処理などが広く用いられている (Sakai et al. 2019) が、単純な処理では、欠損データや異常値の修復を行うことが難しい。本研究では、深層学習に基づいたノイズ除去モデルを提案する。この手法では訓練データを必要とせず、自動的に異常値や欠損データの修復が可能である。ライダーの観測データとゾンデから得られる水蒸気データを用いて検証を行った。

## 2. 提案手法

本節では、Deep Image Prior (DIP; Ulyanov et al. 2018) に基づくノイズ除去アルゴリズムについて説明する。DIP は、深層学習アーキテクチャの構造にノイズ除去能力が備わっているという仮定に基づいている。本研究では、図1のような深層学習アーキテクチャを用いた。ランダムノイズ画像を入力データとして使い、水蒸気データを2次元の出力データとして用いた。DIP は、パラメータを更新することで、ノイズ画像から出力である水蒸気データを繰り返し推定する。パラメータが更新される毎に出力データに徐々に近づく。パラメータ更新を適切なタイミングで止めることで、ノイズが除去された出力データを得ることが可能である。本研究では、検証データとして用いるゾンデデータから得られる水蒸気データに最も近づいたとき更新を止めた。DIP は、訓練データを必要とせず観測データのみを用いてノイズ除去を行うため、データが得られる地域や時間に依存しない利点がある。

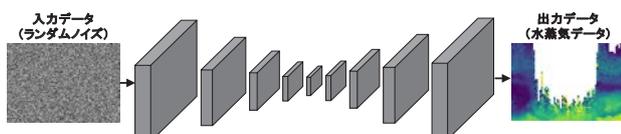


図1. 深層学習アーキテクチャ

## 3. 事例解析結果

2016年8月2日から12月6日までの期間につくばの気象研究所で観測した水蒸気高度分布ライダー観測データを解析した。また、同時刻に約80m離れた高層気象台で放球したゾンデから得られた水蒸気高度分布を検証データとして用いた。図2(a)に9月1日に観測された水蒸気高度-時間分布を2次元プロットで示す。図2(b)は提案手法によるノイズ除去結果を示している。観測データに含まれる異常値を提案手法が除去し、より自然な値によって補完している。またノイズを多く含む観測データと比較して水蒸気混合比の変化がより鮮明に表れている。表1に、観測できなかった日を除く8月2日から12月6日までのゾンデデータと比較した二乗平均平方根誤差 (RMSE) を示した。提案手法を用いることで、1g/kg以上の誤差を減少させた。

また本手法はリアルタイムにノイズ除去を行うことが可能であり、講演においてはその結果を示したい。

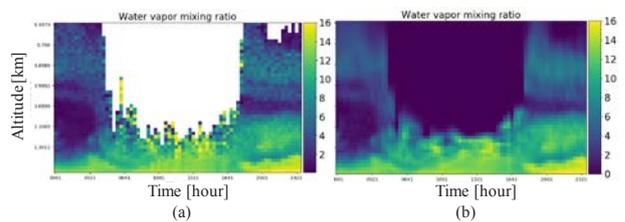


図2. 水蒸気混合比データの2次元プロット (x軸: 時間 (hour), y軸: 高度 (km)). (a) 観測データ. (b) 提案手法によるノイズ除去結果.

	観測データ	DIP
RMSE	3.2473 g/kg	1.9014 g/kg

表1. ゾンデデータとの二乗平均平方根誤差 (RMSE)

## 謝辞

本研究は、気象庁と理化学研究所革新知能統合研究センターの共同研究プロジェクトの成果である。

## 参考文献

- [1] Sakai et al., 2019, Atmos. Mesas. Tech., 12, 313-326.  
[2] Ulyanov et al., 2018, Conference on Computer Vision and Pattern Recognition, 2018.

# 航空機搭載火山灰・氷晶検知ライダーの基礎検討

\*小竹論季, 及川博史, 井之口浜木(宇宙研究開発機構),

## 1. はじめに

航空機の運航にとって、航空路上に浮遊する火山灰や氷晶は脅威であり、その回避のために運航が制限されて経済的損失が生ずることがある。これに対し、ライダー (LIDAR: Light Detection And Ranging) は、大気中の浮遊粒子にレーザ光を照射し、その散乱光のドップラ周波数シフトから風速を測定できると共に、測定対象物の特性により光の偏光が変化する偏光解消度を測定することによって、火山灰や氷晶の検知できることが明らかになっている。特に、火山灰であれば 0.10~0.15<sup>[1]</sup>、氷晶であれば、高度にもよるが 0.3~0.35<sup>[2]</sup>の偏光解消度が観測されている。本稿では、当該機能・特性を用いて機上で飛行経路上の火山灰や氷晶を遠隔検知し、危険性の程度を判別する、航空機搭載用火山灰・氷晶検知ライダーの開発に向けた基礎検討結果を報告する。

## 2. ライダーの構成

本研究開発におけるライダーは従来と同様に偏光解消度を用いた火山灰・氷晶検知を行うが、レーザ波長は 1.5 μm 帯を用い、かつ、背景光の影響を抑圧可能なコヒーレントライダーとすることで、人の目に安全、かつ、高感度な検知装置を構築する。そのシステム構成を図1に示す。一般的なコヒーレントライダー<sup>[3]</sup>の構成に対し、受信光側に PBS を設けることで P(Primary)、S(Secondary) 成分の光を分離し、かつ、受信機を P、S 用の 2 系統備えることで偏光解消度の測定を可能とする構成とした。

## 3. 所望 SNR の検討と回線計算結果

P、S それぞれの偏光の受信信号強度を  $P_p$ 、 $P_s$  とし、偏光解消度の定義を  $\eta_{por} = P_s / (P_s + P_p)$  とする。次に、偏光解消度の測定精度  $\sigma_E$  は誤差の伝搬により以下のように求められる。

$$\sigma_E = \sqrt{\left(\frac{P_p}{(P_p+P_s)^2}\right)^2 \sigma_s^2 + \left(\frac{P_s}{(P_p+P_s)^2}\right)^2 \sigma_p^2} \quad (1)$$

$\sigma_p$ 、 $\sigma_s$  はそれぞれ、P、S それぞれの偏光の受信信号強度の標準偏差を表し、 $\sigma_s = P_s / \text{Detectability}_s$  で表される ( $\sigma_p$  も同様。添え字は各偏光での値を表す)。ここで、火山灰の偏光解消度は最低 0.1 であるため、当該  $\sigma_E$  を 0.1 に、また、 $\eta_{por}=0.10$  とした場合、Detectability への閾値は 9.6 dB 以上とする必要があることがわかった。次に、上記構成とした場合の回線計算を実施する。回線計算式は以下を用いた<sup>[3]</sup>。それぞれのパラメータの意味、値は図 1 に示す通りである。

$$\text{Detectability}(R) = \frac{\eta_{sys} \lambda E \beta K \frac{2R}{1000} \pi D^2}{8hBR^2 \left\{ 1 + \left(1 - \frac{R}{F}\right)^2 \left[ \frac{\pi(AD)^2}{4\lambda R} \right] + \left(\frac{AD}{2S_0(R)}\right)^2 \right\}} \sqrt{N} \quad (2)$$

Detectability は 1 ショットのパルス射出で得られる信号対雑音比(SNR)に積算効果を加味した指標であり、 $\text{Detectability}_s =$

$\text{Detectability} \times \eta_{por}$  で表される。また、当該回線計算に用いた後方散乱係数、大気透過率は火山灰の重量密度 0.2 mg/m<sup>3</sup>、複素屈折率 1.56-0.1i、火山灰比重 2.5 g/cm<sup>3</sup>、文献<sup>[4]</sup>に示される火山灰粒形分布条件とミー理論を用いて算出された値である。また、測定環境は簡単化のために上記大気条件の火山灰が舞う中を飛行し観測を行う状況を念頭としている。当該回線計算式と図 1 記載のパラメータを用いて計算した、観測距離- Detectability 特性を図 2 に示す。これより、本パラメータにおいて偏光解消度  $\eta_{por}=0.1$  を精度 0.1 以上で測定可能な観測距離は約 5.5 km であることがわかった。

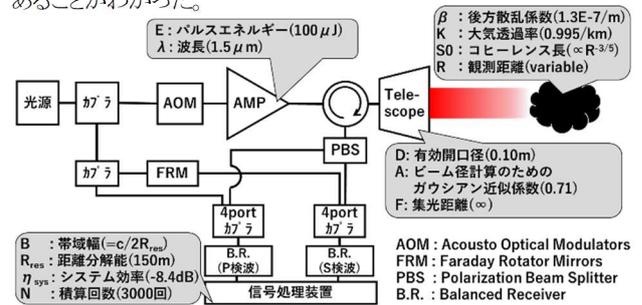


図 1 システム構成

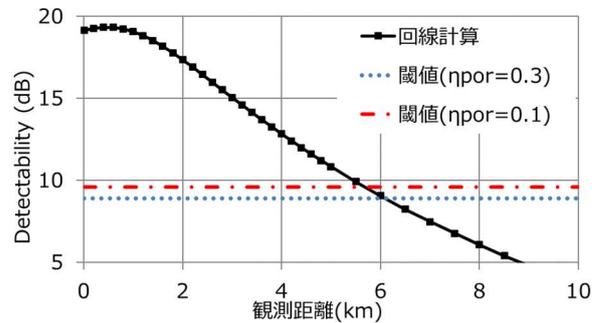


図 2 回線計算結果

## 4. まとめ

本稿では、火山灰・氷晶検知向けライダーの開発に向けた基礎検討として、火山灰・氷晶を弁別するために必要な SNR の見積りと回線計算を行った。

### 参考文献

- [1] Sakai et al., Journal of the remote sensing society of Japan, Vol.45, No.3, pp.197-204, 2014
- [2] Iokibe et al., MEM.FAC.ENG.OKA.UNI. Vol.39, pp.93-101, 2005.
- [3] S. Kameyama et. al.; Compact all-fiber pulsed coherent Doppler lidar system for wind sensing, Appl. Opt, 46, No.11, pp.1953-1962, 2007.
- [4] SALD-3000S による有珠山火山灰の粒度分布測定: Shimazu customer support center news, No.99

## 2 $\mu\text{m}$ 水蒸気差分吸収ライダーの開発と検証

\*岩井宏徳, 青木誠 (情報通信研究機構)

### 1. はじめに

情報通信研究機構 (NICT) では 2019 年から水蒸気差分吸収ライダー (Differential Absorption Lidar, 以下 DIAL) の開発を開始した. 本稿では水蒸気 DIAL の開発状況と検証実験について述べる.

### 2. 水蒸気 DIAL

近年, 局地的大雨, 線状降水帯, 台風など様々な時空間スケールの現象に伴う激しい降雨による災害が日本各地で発生している. これらの降雨の予測には大気中の水蒸気分布を把握することが必要である. 大気中の GPS や地デジの電波伝搬遅延を利用して伝搬経路上の水蒸気積算量を計測可能であるが, 距離分解が出来ない. マイクロ波放射計は水蒸気量を距離分解して計測可能であるが, 水蒸気量のリトリーバルには適切な仮定を必要とする.

水蒸気ライダーはそのような仮定無しに水蒸気量を距離分解して計測することが可能である. 水蒸気ライダーは主に, ラマンライダー, インコヒーレント DIAL, コヒーレント DIAL に分類される. ラマンライダーとインコヒーレント DIAL は太陽による背景光の影響が大きいため, 日中の観測距離を確保することが難しい. コヒーレント DIAL は狭帯域受光であるため背景光の影響がほとんど無い.

NICT ではこれまでに波長 2 $\mu\text{m}$  帯のコヒーレントドップラーライダーと CO<sub>2</sub> DIAL の開発を行ってきた[1]. この開発を通して培ってきた高出力パルスレーザー技術と波長制御技術を組み合わせ, コヒーレント方式の水蒸気 DIAL の開発を 2019 年から開始した.

### 3. 開発状況

図 1 に HITRAN データベース[2]を用いて計算した波長 2050nm から 2052nm における水蒸気と CO<sub>2</sub> の吸収断面積を示す. 水蒸気に吸収される波長 (On line ;  $\lambda_{\text{on}}=2050.550\text{nm}$ ) と吸収されない波長 (Off line ;  $\lambda_{\text{off}}=2051.103\text{nm}$ ) は以下の条件から決定した.

- (1) 水蒸気量の計測精度を上げるため,  $\lambda_{\text{on}}$  と  $\lambda_{\text{off}}$  での水蒸気の吸収断面積の差が可能な限り大きくなる  $\lambda_{\text{on}}$  と  $\lambda_{\text{off}}$  を選択する.
- (2) CO<sub>2</sub> による吸収の影響を可能な限り小さくす

るため,  $\lambda_{\text{on}}$  と  $\lambda_{\text{off}}$  での CO<sub>2</sub> の吸収断面積の差が可能な限り小さくなる  $\lambda_{\text{on}}$  と  $\lambda_{\text{off}}$  を選択する.

- (3) 水蒸気の吸収断面積の気圧・気温の変動に対する感度が可能な限り低い  $\lambda_{\text{on}}$  を選択する.

また, 水蒸気量の計測精度を確保するため 0.001nm 以下の高精度で  $\lambda_{\text{on}}$  の波長制御可能な制御機構を開発した.

### 4. 検証実験

開発した水蒸気 DIAL の計測性能を検証するため, 2020 年 6 月下旬から 7 月下旬にかけて, NICT 本部 (東京都小金井市) においてラジオゾンデの放球を行った. ラジオゾンデから得られた水蒸気量の鉛直プロファイルと水蒸気 DIAL の計測データを解析し, 現在, 比較検証を進めている. 比較結果については発表時に報告する.

### 5. まとめと今後の展望

NICT が培ってきた波長 2 $\mu\text{m}$  帯の高出力パルスレーザー技術と波長制御技術を組み合わせ, コヒーレント方式の水蒸気 DIAL を開発し, その性能検証を進めている段階である. さらに, 常温動作型ドップラーライダー[3]の技術を組み合わせ, 安定かつ長期運用に耐えられる水蒸気 DIAL の開発も進めている.

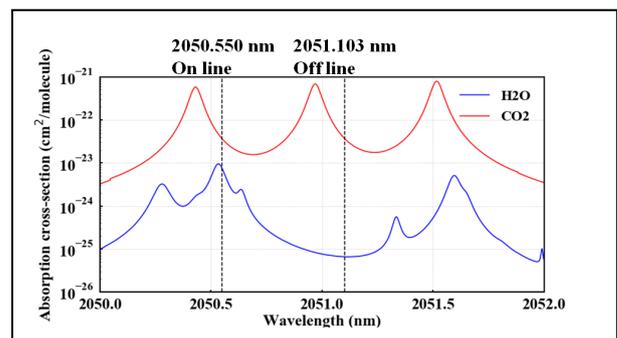


図 1 1 気圧, 気温 20 度における水蒸気と CO<sub>2</sub> の吸収断面積.

### 参考文献

- [1] Ishii, S., et al., 2010, *Appl. Opt.*, **49**, 1809-1817.
- [2] Gordon, I.E., et al., 2017, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, **203**, 3-69.
- [3] Mizutani, K., et al., 2018, *Opt. Lett.*, **43**, 202-205.

## 船舶観測と衛星観測による雲量の比較検証

\*中辻 菜穂、廣瀬 沙羅、山田 奈直、高田 真奈、久慈 誠 (奈良女子大)  
島田 利元 (JAXA/EORC)、堀 雅裕 (富山大)

## 1. 背景と目的

雲は冷却効果と加熱効果の相反する性質をもち、地球の放射収支に影響を及ぼす。しかし、放射強制力の推定幅が大きく、地球の気候変動予測の大きな誤差要因となっている<sup>[1]</sup>。

また、雲は時空間変動が大きく、形状や分布も多種多様であるため、特に観測サイトの少ない海上では、観測データが十分に蓄積されているとは言えない。衛星観測は有効な手段の一つであるが、地上観測による検証が必要となる。そのため、船舶による定期的な雲の観測は、重要な役割を果たす<sup>[2]</sup>。

そこで本研究では、船舶搭載型全天カメラ、雲底高度計、目視による観測データ、並びに GCOM-C 衛星搭載 SGLI センサで観測された雲プロダクトの比較結果について報告する。

## 2. 観測データと解析方法

本研究では、南極観測船しらせに搭載した全天カメラと雲底高度計の観測、目視による観測、並びに衛星観測による雲プロダクトを使用した。

【南極観測船しらせ】第 59 次南極観測では、2017 年 11 月に南極へ向けて日本を出発し、昭和基地に接岸後、オーストラリア東海岸を通り、2018 年 4 月に帰国した。

【全天カメラ】デジタルカメラと円周魚眼レンズを用いて天空全体を撮影する。観測時間間隔は 5 分である。データの解析には、SI-BI 指標を用いた空の状態の識別手法<sup>[3]</sup>を使用した。

【雲底高度計】レーザー光を射出し、雲底で反射された信号を受信するまでの時間によって雲底高度を決定する測器を用いる。観測時間間隔は 36 秒である。

【目視データ】しらせの気象情報から時刻と目視観測による全雲量の項目を使用する。観測時間間隔は 1 時間である。

【衛星観測プロダクト】GCOM-C/SGLI の観測データから JAXA が作成した雲フラグのプロダクトを使用した<sup>[4]</sup>。分解能は 1 km である。尚、今回使用したバージョンは 1.0 である。

## 3. 結果

図 1 に、GCOM-C/SGLI と全天カメラの雲量の散布図を示す。相関係数は 0.82 と、強い正の相関を示した。今回の初期解析結果より、衛星観測による雲量の推定は概ね整合的であると考えられる。

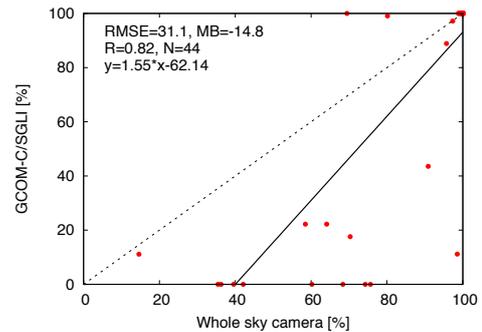


図 1 2018 年 1 月 1 日から 2018 年 3 月 16 日、並びに 2018 年 4 月 6 日から 4 月 11 日の雲量の散布図。縦軸は衛星観測、横軸は全天カメラ。直線は最小二乗法によって当てはめられている。RMSE、MB、R、N はそれぞれ二乗平均平方根誤差、平均偏差、相関係数、データ数。

## 4. まとめと今後の課題

本研究では、船舶観測による衛星プロダクトの検証を進めている。今回は全天カメラと同期した GCOM-C/SGLI の雲量の比較を行った。今後は、解析期間を延ばし、事例数を増やす。特に、南大洋の海域についても比較検証を進める予定である。

**謝辞** 研究全般にわたり、国立極地研究所の塩原匡貴氏にご協力を頂きました。また、データ解析にあたり、JAXA/EORC の緒方一紀氏にご協力頂きました。

## 参考文献

- [1] IPCC-AR5, 2013: Climate Change 2013.
- [2] Kuji et al., *J. Meteor. Soc. Japan*, **96**, 2018, doi:10.2151/jmsj.2018-025.
- [3] 山下と吉村, 写真測量とリモートセンシング, **47**(2), 50-59, 2008.
- [4] G-Portal 地球観測衛星データ提供システム, <https://gportal.jaxa.jp/gpr/index/index> (2020/01/30 閲覧).

## Ku 帯二重偏波レーダにおける比偏波間位相差を用いた 降雨推定精度の強度依存性評価

\*野澤大輝, 森本健志(近畿大学), 浅井啓太郎(電気通信大学), 中村佳敬(神戸高専),  
牛尾知雄(大阪大学)

### 1. はじめに

近年、日本では局所的大雨による豪雨災害による被害が増えてきており、このような被害を軽減するには、気象レーダによる高精度な降雨量の推定が重要である。そこで従来型の単一偏波レーダより正確な降雨強度推定のため、垂直と水平の二偏波を使用し、偏波パラメータから降雨強度を推定できる二重偏波レーダが開発された。しかし、偏波パラメータの一つである偏波間位相差は、降雨強度がある程度大きくなければノイズ等の影響でうまく検出することができない。

そこで本研究では二重偏波レーダの送受信電波に、一般的な気象レーダの周波数よりも高い Ku 帯を使用したときより高精度な降雨推定を目的として、推定精度の強度依存性について検討する。

### 2. Ku 帯二重偏波レーダ

本研究で使用する Ku 帯広帯域二重偏波レーダは、大阪大学豊中キャンパスに設置し、送信周波数 15.75 GHz で時計回りに回転させながら仰角を上げるスパイラルスキャン方式で半径 20 km の半球内を観測する。分解能は方位角、仰角ともに 3 deg で観測レンジ数は 2048 point である。送信周波数を高くすることで雨粒をより詳細に観測でき、降雨粒子からのノイズを抑え、偏波間位相差( $\phi_{DP}$ )の観測を可能にしている。

### 3. 降雨強度推定結果およびまとめ

本研究では、レーダの観測から得られる偏波間位相差 ( $\phi_{DP}$ ) から比偏波間位相差 ( $K_{DP}$ ) を算出した。今回の推定では( $K_{DP}$ ) を用いた降雨強度推定式として先行研究で用いられた以下の式を用いて比較を行った。[1]

$$R(K_{DP})=5.8(K_{DP})^{(0.92)} \quad (1)$$

$$R(K_{DP})=10.43(K_{DP})^{(0.88)} \quad (2)$$

さらに、従来のレーダから使用していた Z-R 関係での降雨強度推定も行った。なお、雨滴定数には一般的な降雨イベントに用いられる  $B=200, \beta=1.6$  を採用した。

$$R(Z_H)=200(Z_H)^{(1.6)} \quad (3)$$

2018年5月13日15時00分～17時00分の観測データを解析対象とし、光学式ディストロメータから得られる降雨強度を真値として用いた。以下に各推定式における降雨強度毎の平均二乗誤差を示す。

表 1. 各降雨強度における平均二乗誤差

降雨強度 [mm/h]	平均二乗誤差		
	推定式(1)	推定式(2)	推定式(3)
0～1	1.82	4.16	0.22
1～2	1.69	4.30	1.00
2～3	1.42	3.88	1.21
3～4	1.79	4.58	2.06
4～5	2.00	2.76	3.21
5～6	2.98	1.93	3.73
6～7	3.26	1.89	5.05
7～8	5.63	4.18	6.40
8～9	6.27	4.15	8.09
9～10	5.40	3.72	7.25

各降雨強度において最も誤差の小さい値を網掛けで表現した。同表より、降雨強度 0～3 mm/h においては Z-R 関係を用いた推定が、一方、降雨強度が 3 mm/h 以上になると  $K_{DP}$  を用いた推定精度が高精度となった。先行研究より、C 帯二重偏波レーダにおける  $K_{DP}$  を用いた降雨強度推定の平均二乗誤差は、降雨強度 10 mm/h 以下において 7.75 である[2]と報告されており、Ku 帯二重偏波レーダの方が高精度な推定ができているという結果を得た。

以上より、Ku 帯二重偏波レーダでは降雨強度 3 mm/h 以下においては Z-R 関係、それより強い場合は  $K_{DP}$ -R 関係を用いることでより高精度な降雨強度推定が実現できると考えられる。

#### 参考文献

- [1] Haonan Chen and V. Chandrasekar : Estimation of Light Rainfall Using Ku-Band Dual-Polarization Radar, (2015)  
[2] 中北英一, 竹畑栄伸, 中川勝広 : 最新型 C バンド偏波レーダを用いた降雨強度推定精度の検証(2006)

## 次世代ウィンドプロファイラの実用化に向けた研究開発 — ACS システムの実証評価 —

\*山口博史・斎藤浩二・浜田隆行・今井克之(住友電設株式会社)  
山本真之・川村誠治(NICT)

### 1. 背景

ウィンドプロファイラ(WPR)は、晴天域における風速の高度プロファイルを測定することを主な目的としたレーダーである。国内外において、WPR から得た風速観測データが気象予報等の気象業務に利用されている。WPR は時間・高度方向に最高で 1 分・100m 程度の優れた観測分解能を持つ。一方、これらの優れた観測分解能を最大限に生かすためには、非所望エコー(クラッタ)の混入による風速観測データの品質低下を極力防ぐ必要がある。

アダプティブクラッタ抑圧(ACS)は、受信アンテナのビームパターンを制御することで、クラッタを低減する技術である。ACS は、複数のサブアレイアンテナ(以下、サブアレイ)から受信信号を得る。さらに、ノルム拘束・方向拘束付き電力最小化法(NC-DCMP)と呼ばれる適応信号処理により、複数のサブアレイから得た受信信号を重み付け合成する。NC-DCMP を用いることで、受信アンテナのメインビームの特性劣化を最小限に抑えつつ、クラッタの到来方向におけるサイドローブレベルを動的に低下させることができる。

### 2. 研究開発の目的

ACS は、気象観測における WPR のさらなる高度利用を実現するための、有望な技術である。本研究開発では、ACS の実用化に向けた ACS の実証実験と性能評価を実施する。本研究開発では、ACS の実用化に向けた実証実験と性能評価に必要となるハードウェアの製作にも取り組む。本研究開発の実施期間は、2018 年度から 2020 年度までの 3 年間である。

### 3. 研究開発の概要と開発状況

本研究開発では、東京都小金井市の NICT 本部に設置されている LQ-13 を使用する。クラッタ受信専用のサブアレイ(以下、ACS 用サブアレイ)を付加することで、既設の WPR に ACS 機能を付加できる[1]。本研究開発では、ACS の実用化を見据えた、ACS 用サブアレイ及びアナログ受信ユニットを製作した。

クラッタの発生源は、地表の固定物のみならず、地表・空中の移動体など多岐にわたる。ACS 用サブアレイのみ

を用いた ACS では、クラッタが低減できる方向が、WPR の主アンテナのサイドローブレベルよりも ACS 用サブアレイの利得が十分大きい方向に限られる。LQ-13 の主アンテナを構成する 13 台のルネベルグレンズアンテナ(以下、主アンテナ用サブアレイ)と ACS 用サブアレイを併用した ACS を行うことで、クラッタが低減できる方向を拡大できる。本研究開発では、主アンテナ用サブアレイと ACS 用サブアレイの両方から受信信号を取得し、さらにリアルタイムデジタルデータ処理を行うことができる多チャンネル観測システムを製作した。図に、LQ-13 の多チャンネル観測システムの外観を示す。発表では、本研究開発の概要とこれまでの研究開発結果を紹介する。

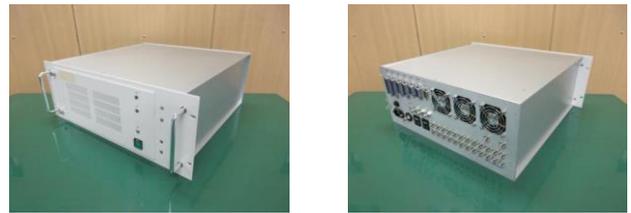


図 LQ-13 を用いた多チャンネル観測システム  
(上:多チャンネル信号処理装置、下:アンテナ及び屋外装置)

### 謝辞

本研究開発は国立研究開発法人情報通信研究機構の高度通信・放送研究開発委託研究により実施されている。

### 参考文献

[1] 山本真之, 川村誠治, 西村耕司, 今井克之, 斎藤浩二, 浜田隆行, 山口博史, 中北英一, 山口弘誠, 2019: 次世代ウィンドプロファイラの研究開発, 情報通信研究機構研究報告, 65(1), 27-42.

## フェーズドアレイ気象レーダーのクラッタ除去を目的とした セマンティックセグメンテーションの利用検討（その2）

\*磯田総子、佐藤晋介、(NICT) 三好建正（理研）

### 1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダー (PAWR) の観測データは三次元降水ナウキャスト[1]やスマホアプリ「3D 雨雲ウォッチ」[2]などリアルタイム降水予測に利用されている。精度の良い予測を行うためには観測データの品質管理(QC)が重要であり、地表面クラッタ等の非降水エコーはできる限り除去する必要がある。現状のリアルタイムQC[3]では、反射強度のテクスチャ情報やドップラー速度の閾値を用いているが、様々な事例の非降水エコー判別を共通のパラメータで精度よく行うのは困難である。そこで、本研究では深層学習により画像から画素単位で物体検出する技術の一つであるセマンティックセグメンテーションを利用することで、より高精度なQC手法を開発する。方法としては、現状のQCによる降水/非降水エコーの判別結果をアノテーションデータとして学習させることで、様々な反射強度画像においてどの程度の降水/非降水エコーが分離可能であるかについて、試験を行った。

### 2. セマンティックセグメンテーション

本研究では、SegNet[4]というセマンティックセグメンテーションのネットワークを利用した。学習に用いた降雨事例は、吹田 PAWR によって観測された 2015 年から 2017 年の対流性降水の 10 事例、同層状性事例 10 事例をホームページ[5]で公開されている高度 2 km の CAPPI を見て選んだ。学習に使用するデータは 13 仰角の PPI における反射強度と従来手法で作成した QC フラグで、おかしなフラグとなっているデータを目視で取り除いた。データは反射強度分布の PNG 画像を作成し、アノテーションデータは、QC フラグから、0=データなし、1=降水エコー、2=非降水エコーの 3 値の PNG 画像とした。座標系は方位角とレンジの極座標とした。また、送信ファンビームの分かれ目で、低仰角、高仰角と分け、以下のように 4 つのデータセットで学習を行い、それぞれのネットワークを作成した。

1. 対流性降水・低仰角（仰角 0 番～5 番）
2. 対流性降水・高仰角（仰角 6 番～12 番）
3. 層状性降水・低仰角（仰角 0 番～5 番）
4. 層状性降水・高仰角（仰角 6 番～12 番）

（仰角 5 番と 6 番は  $4.35^\circ$ 、12 番は  $9.38^\circ$  に相当）

### 3. 学習とセグメンテーション結果

学習は表 1 の枚数の訓練データ、検証データを用いて行った。図 1 に対流性降水の低仰角と高仰角のセグメンテーション結果の例を示す。

表 1：それぞれの学習に用いたデータ枚数

	訓練データ	検証データ
対流性・低仰角	438	90
対流性・高仰角	529	130
層状性・低仰角	231	60
層状性・高仰角	365	101

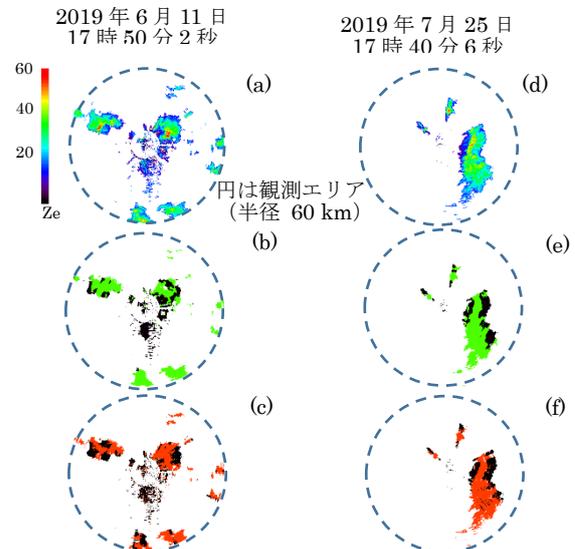


図 1: セグメンテーションのデータと結果: 上段(a)(d): 反射強度、中段(b)(e): セグメンテーションによる推定結果 (緑が降水エコー、黒が非降水エコー)、下段(c)(f): QC フラグから求められた正解データ (赤が降水エコー、黒が非降水エコー) (a)~(c)は対流性低仰角の例、(d)~(f)は対流性高仰角の例。

図 1 の低仰角の例では、セグメンテーション結果は、正解データに類似点はあるが、非降水エコーの位置と範囲は細かい点で相違がある。高仰角の例は非降水エコーの位置がよく一致している。客観的な精度評価などは今後の課題である。

### 4. まとめ

現在の QC 手法で求めた降水/非降水エコー区分をアノテーションデータとして、SegNet を用いて、降水エコーと非降水エコーを識別するセマンティックセグメンテーションの試験を行った。今後は、数値による精度評価に加えて、アノテーションとなる QC フラグを改良していくことで、より正確なセグメンテーションが可能になると考えられる。さらに、推定誤差の問題や、処理時間の高速化などの課題にも取り組む。最終的には AI を用いたより高精度で高速な QC をリアルタイムで行う事を目標としている。

謝辞：本研究は JST の AIP 加速課題「ビッグデータと AI によるリアルタイム気象予測の展開」の支援を受けたものである。

### 参考文献

- [1] S. Otsuka, et al., Wea. Forecasting, 2016. doi:10.1175/WAF-D-15-0063.1.
- [2] 小池佳奈, ほか, 気象学会 2015 年度秋季大会予稿集, B355, 2015.
- [3] 佐藤晋介, ほか, 気象学会 2017 年度春季大会予稿集, B103, 2017.
- [4] SegNet - An Image - Segmentation Neural Network, <https://www.cyberailab.com/home/seg-net-an-image-segmentation-neural-network>,
- [5] <https://pawr.nict.go.jp>.

## 二重偏波レーダーによる雨滴粒径分布の形状パラメータの推定 (その 3) - 気温の影響の評価 -

\*<sup>1)</sup> 足立アホロ・<sup>2)1)</sup> 小林隆久・<sup>1)</sup> 梅原章仁・<sup>1)</sup> 南雲信宏 (1: 気象研究所, 2: 電力中央研究所)

### 1. はじめに

二重偏波レーダーのデータには雨滴粒径分布の情報が含まれているため、従来型レーダーに比べて降水強度が高精度に推定できるといわれている。Adachi et al. (2015) は粒径分布に修正ガンマ函数を仮定し、函数を規定する3つのパラメータ ( $N_0$ ,  $D_0$ ,  $\mu$ ) を二重偏波レーダーのデータから推定する手法を提案した。但し、彼らは形状パラメータ ( $\mu$ ) を視線方向に一定と仮定しているため、同一視線方向に積雲と層雲が混在する場合には精度が低下する可能性がある。その一方、修正ガンマ函数が仮定できれば理論的には  $\rho_{HV}$  と  $Z_{DR}$  から  $\mu$  を推定できる (図1)。そこで気象研究所ではこの  $\mu$  ( $\rho_{HV}$ ,  $Z_{DR}$ ) 関係を用いて  $\mu$  を推定する手法を開発している。しかしこの関係は C-band では雨滴の温度によって大きく変化する。そこでレーダー観測から推定される粒径分布やこれを用いて減衰補正をした反射因子  $Z_H$  や降水強度  $R$  などへの気温の影響を評価した。

### 2. 推定手法

仰角  $1.0^\circ$  で電波ビームを発射する場合、気温減衰を考慮すると距離 160km 程度で気温が  $10^\circ\text{C}$  低い高度を観測することが見込まれる。そこで粒径分布に修正ガンマ函数を仮定し、雨滴の温度を  $20^\circ\text{C}$  と  $10^\circ\text{C}$  とした場合の  $\mu$  ( $\rho_{HV}$ ,  $Z_{DR}$ ) 関係を数値シミュレーションによって求め、これにレーダーの観測データから得られた  $\rho_{HV}$  と減衰補正した  $Z_{DR}$  を代入して  $\mu$  並びに粒径分布など各種のパラメータを推定した。 $\rho_{HV}$  は減衰の影響を受けないが、雨の弱い低 SNR 域では精度が低下する。そこで  $\rho_{HV}$  と減衰補正した  $Z_{DR}$  がシミュレーションの範囲に入らない場合には弱雨域として  $\mu$  ( $\rho_{HV}$ ,  $Z_{DR}$ ) 関係を用いず、 $\mu$  は視線方向に一定と仮定して従来の手法で求めた (図2)。

### 3. 解析結果

推定した  $\mu$  の比較結果を図3に示す。気温が  $10^\circ\text{C}$  度低下すると  $\mu$  は平均で  $0.5$  程度低下することを示唆している。但し系統的なバイアスとなっているので気温の分布が分かれば  $\mu$  の平均値の補正は比較的容易である。一方、推定された中央体積直径  $D_0$  の比較結果を図4に示す。気温が  $10^\circ\text{C}$  度低下した場合には  $D_0$  も最大で  $0.5$  [mm] 程度過小評価されることを示唆している。但しこちらも系統的な誤差となっている。

紙面の都合で示さないが、推定された粒径分布から求めた  $Z_H$ ,  $R$ ,  $Z_{DR}$ ,  $K_{DP}$ ,  $N_w$  などへの気温の影響も評価したが、 $10^\circ\text{C}$  の温度変化では影響は小さかった。C-band であっても気温の  $R$  への影響が小さいのは Adachi et al. (2015) の結果に一致する。

### 4. まとめ

粒径分布の形状パラメータ  $\mu$  を二重偏波レーダーで観測した  $\rho_{HV}$  と  $Z_{DR}$  から推定し、これを用いて得られた各種パラメータへの気温の影響を評価した。その結果、形状パラメータ  $\mu$  と中央体積直径  $D_0$  には気温が  $10^\circ\text{C}$  度低下するとやや弱いバイアスが生じるためこれらのパラメータの推定には精度の高い温度データを与える必要があることがわかった。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 20K04092 の助成を受けた。

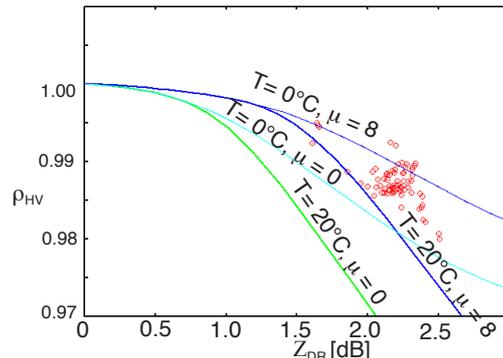


図1. C-band (5.37GHz) における  $\rho_{HV}$  と  $Z_{DR}$  のシミュレーション結果 (実線) と、実際の観測データから減衰補正をした  $Z_{DR}$  と  $\rho_{HV}$  (赤点) の例。

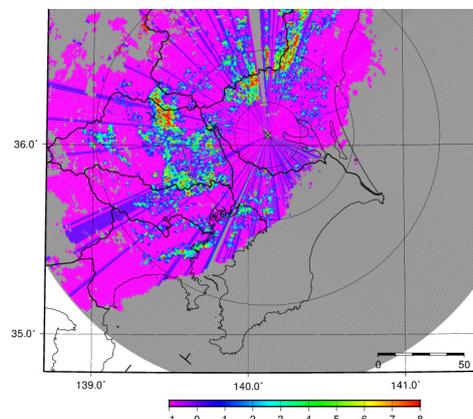


図2. 推定された形状パラメータ  $\mu$  の水平分布の例 (2019. 7. 28:  $EL=1^\circ$ ). 気温  $T=20^\circ\text{C}$  と仮定。

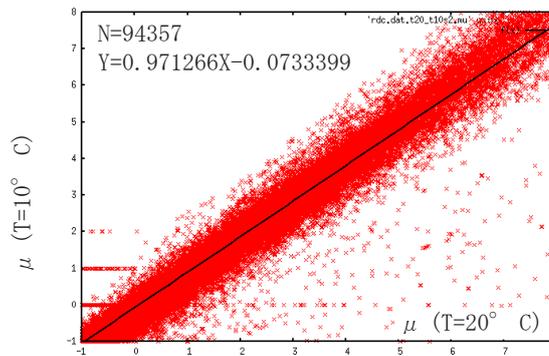


図3. 気温を  $20^\circ\text{C}$  と  $10^\circ\text{C}$  と仮定した場合に推定される形状パラメータ  $\mu$  の比較 (2019. 7. 28)。

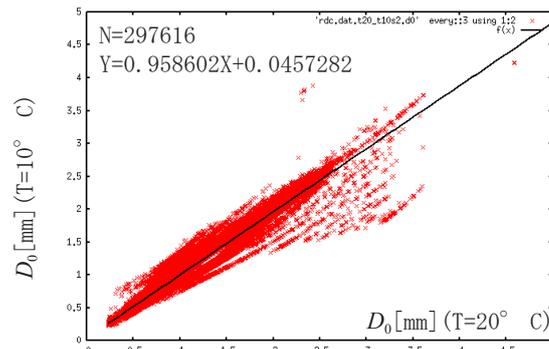


図4. 気温を  $20^\circ\text{C}$  と  $10^\circ\text{C}$  と仮定した場合に推定される中央体積直径  $D_0$  の比較 (2019. 7. 28)。

## Ku 帯広帯域レーダによる雪片と霰の Z-R 関係

\*富田 洸祐、森本 健志（近畿大学）、本吉 弘岐（防災科学技術研究所）  
中村 佳敬（神戸高専）、酒井 英男（富山大学）

### 1. はじめに

北陸地方は日本の多雪地帯の中でも冬季の気温が比較的高い地域で、短時間で大量の雪が降る集中豪雪が起きる特徴がある。しかし雪などの固体降水粒子は形状が多様であり、それぞれ特性が違うことから様々な仮定やモデルを必要とし、雨とは異なる粒子毎の粒径と落下速度の情報を基とした適切な降水強度の算定方法が必要である[1]。

本研究では、気象レーダとしてこれまで主に用いられてきた周波数より高く、小型で全球走査の時間分解能が高いため急変する観測対象にも有効である Ku 帯 (15.75GHz)広帯域レーダ (住友電気工業製 HRMR) と田村式降雪/降雨強度計 (田村雪氷計測研究所製 SR-2A、以下 SR2)で雪の観測を行い、高度別に雪片と霰のレーダ反射因子 (Z) と降水強度 (R) の関係である Z-R 関係を調べる[2]。

### 2. 観測手法と解析対象

本研究では、いずれも富山県魚津市大町公民館屋上に設置した Ku 帯広帯域レーダと SR2、および光学式ディストロメータ (Thies CLIMA 製 Laser Precipitation Monitor、以下 LPM)を用いる。LPM で観測された落下速度と粒径から質量フラックス中心 (Center of Mass Flux Distribution、以下 CMF) を求め、粒子を判別する[2]。解析対象範囲はレーダから鉛直方向に逆円錐の水平断面とし、半径は観測高度の半分とした。範囲内にある雲の雪を齎す部分を捉えるために解析対象範囲内の

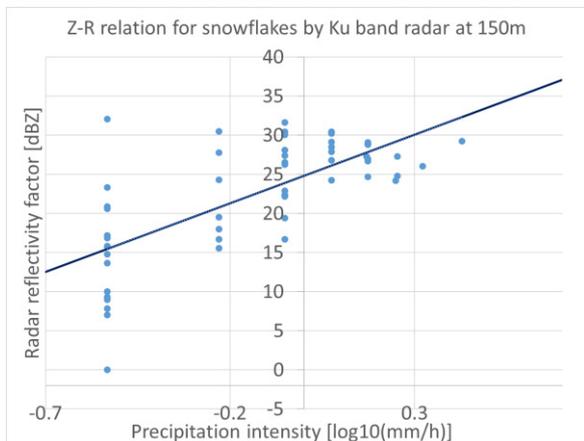


図1 Ku 帯レーダと SR2 での雪片の Z-R 関係

表1 X 帯と Ku 帯での粒子別の B と β の比較

	Ku 帯									
	30m		80m		100m		150m		200m	
	雪片	霰								
B	32	77	212	262	120	719	302	365	356	660
β	0.64	0.73	1.53	1.23	1.49	1.07	1.76	0.78	1.70	1.18
	X 帯									
	雪片					霰				
	B	113					456			
β	0.54					0.82				

X帯でのBとβは参考文献 [5]より引用

レーダ反射因子の上位 5 点の平均値を各高度の値とした。本稿では、条件を満たし、LPM による降水粒子観測により典型的な雪片が観測された 2018 年 1 月 12 日の 14 時~16 時、霰が観測された 2018 年 1 月 11 日 3 時 3 分~54 分をそれぞれ解析対象期間とした全球観測結果を示す。

### 3. 結果と考察

SR2 が 0.3 mm/h 以上の降水を記録している 14 時 53 分から 16 時 39 分までの高度 150 m におけるレーダ反射因子と SR2 による降水強度の Z-R 関係を図 1 に示す。図 1 の直線は、"最小二乗法"により以下の式で求めた近似直線である。

$$Z = BR^\beta \dots\dots\dots (1)$$

表 1 に本研究で得られた Ku 帯レーダの、および先行研究[1]で得られた X 帯レーダの B と β を示す。Ku 帯において、全ての高度で雪片は霰よりも B が小さい。霰は雨滴と融解雪片の混合状態を指し、他粒子に比べて反射強度が強くなるとされる。つまりレーダ反射因子が SR2 で観測した値よりも大きく評価され、これは式(1)の Z-R 関係において B が雪片のそれより大きくなることと符合する。X 帯においても同様に雪片の B は霰よりも小さい。また β から降雪強度の高い雪片は霰よりレーダ反射因子が大きく評価されることが分かる。

Ku 帯において Z-R 関係から雪片と霰でのレーダ反射因子特性の違いを捉えた。高度別に B と β が変化する原因については、今後より詳細に調べる必要がある。

#### 参考文献

- [1] 板戸晶子ほか (2016), 雪氷研究大会(名古屋・2016) 講演要旨集, p.246.
- [2] 本吉弘岐ほか (2017), 雪氷研究大会(十日町・2017) 講演要旨集, p.24.

# EarthCARE/CPR 検証用地上設置雲観測レーダの開発状況と観測結果 (3)

\*堀江宏昭、大野裕一、花土 弘 (情報通信研究機構)

## 1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)は、EarthCARE 衛星搭載雲観測レーダ(CPR)を宇宙航空研究開発機構(JAXA)と共同で開発している。また、EarthCARE/CPRの校正・検証用として、W帯地上設置型雲観測レーダ開発を行っている。これらの雲観測レーダへの要求は大きく分けて2つあり、EarthCARE/CPRの最小検出感度-35dBZよりも良い感度であること、ドップラ速度計測の誤差要因となるアンテナビーム内の雲の不均一を測定できること、である。前者の目的のために感度-40dBZを有する高感度雲観測レーダ(HG-SPIDER)を開発し、後者の目的のために電子走査雲観測レーダ(ES-SPIDER)を開発している。ここではその開発状況と、これまでに実施した観測の結果の一部を紹介する。

## 2. 高感度雲観測レーダ(HG-SPIDER)の状況

HG-SPIDERは、感度-40dBZ(距離15km, 1秒積分時)の鉛直上向きを観測するレーダ(図1左)である。

レーダのハードウェアとしては、安定運用のための改修を実施したが、ソフトウェア無線機を使用したデータ処理記録部の動作が不安定であった。そこで、FPGAを使用したデータ処理記録部を新たに開発した。これまで、クイックルック表示機能を有していなかったが、新たに付加したことで、機能確認・校正の実施がしやすくなった。7月から本格運用を開始した。観測例を図2に示す。図は1分積分値であるが、データ取得は0.1秒ごとに実施している。

## 3. 電子走査雲観測レーダ(ES-SPIDER)の状況

ES-SPIDERは、鉛直上方の±4.5度以上の範囲を1次元に電子走査し観測するレーダで、鉛直方向の感度は-27dBZ、走査端での感度は-21dBZ(いずれも距離5km, 1秒積分時)である。



図1 HG-SPIDER(左)、ES-SPIDER(右)

レーダシステムとしては、送信は固定のファンビームアンテナ、受信は電子走査が可能なフェーズドアレイアンテナによる構成としている(図1右)。デジタルビームフォーミング(DBF)と呼びリアルタイムで計算処理により各方向のアンテナビームを同時に取得するシステムを開発した。観測例を図3に示す。データ取得は1秒ごとの設定であるが、10秒積算値を表示している。

## 4. 最後に

EarthCARE/CPRのアルゴリズム検証に必要な観測計画にもとづき観測実施する。また衛星打上げ前はアルゴリズム開発に必要な観測を実施する予定である。

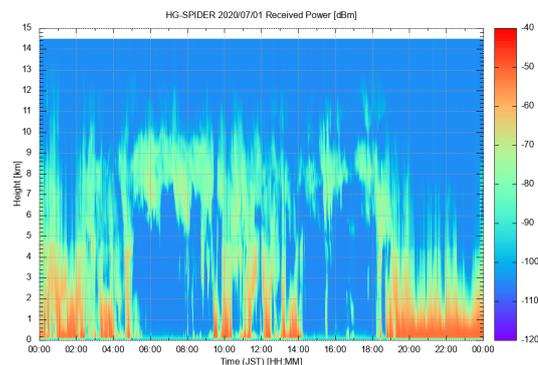


図2 HG-SPIDER 観測例 (2020年7月1日)

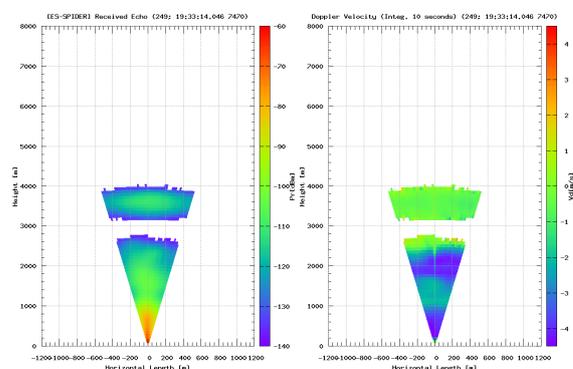


図3 ES-SPIDER 観測例 (2020年4月9日)

## 深層学習による気象レーダー観測ギャップのエコー画像生成

\*佐藤晋介、磯田総子、紺野友彦 (NICT)、大塚成徳、三好建正 (理研)

### 1. はじめに

気象レーダーは広範囲の降雨分布を観測できる重要な測器であるが、電波を遮る建造物や地形の後ろ側のシャドーでは観測できない領域(観測ギャップ)が生じる。また、強い降雨の後方においては降雨減衰で観測できない領域が発生することがある。さらに、障害物がなくて見通しがよい場合でも、地球の曲率によって低層観測ギャップが生じ、例えばレンジ 100 km を超えるような遠距離観測では地表面付近の降雨を観測することができない。これらの問題は、複数の気象レーダーの観測範囲を重ねるネットワーク観測や、観測レンジの狭い小型レーダーを多数配置することで解決が図られているが、課題は残っている。全国合成降雨マップにおいて海上の層状性降雨の中にレーダー観測点から放射状の欠損が現われることがある。山岳域においては地形シャドーによって地表面近くの降雨観測が困難なことが多く、かなり高い高度のレーダーエコーから降雨分布を推定せざるを得ない場所も多い。単独の気象レーダーで放射状の観測ギャップがある場合、層状性降雨の降水ナウキャストを行うとその観測ギャップが主風向に沿って移動していくという奇妙な現象が現れてしまうことがある。これらの観測ギャップによる欠損データを人工的に補完することができれば、不自然な降雨分布の改善、遮蔽物で観測できない山岳域の降雨量推定の精度向上などが期待される。そこで本研究では、近年の AI 技術の発展にともない開発された深層学習による画像生成手法を応用することで、観測ギャップによる欠損データを生成することを試みる。最初は、欠損のない観測データを学習させることでもっともらしく見える降雨エコーを作り出すことを目標とするが、将来的には周囲のエコー分布から予想されるより現実的な降雨エコーを生成させたい。ここでは、時間・空間分解能に優れたフェーズドアレイ気象レーダー(PAWR)の観測データを用いて実験を行う。

### 2. 画像生成ネットワーク

深層学習で画像生成を行う GAN (Generative Adversarial Networks) は、画像生成する Neural Network Generator (NNG) と画像識別する Neural Network Discriminator (NND) で構成される。NND は、NNG が生成した偽画像か訓練データとして与える真画像かを識別する。NNG は、NND を騙そうと訓練データに近い画像を生成できるように学習し、NND は NNG に騙されないように正しく真偽を見分けるように学習する。この敵対する(Adversarial) 2つのネットワークにより、最終的に訓練データのような現実的な画像を生成できるようになる。GANには多くの種類があるが、本研究ではまずは基本的な DCGAN (Deep Convolutional GAN) あるいは SAGAN (Self-Attention GAN) を用いる予定である。

### 3. 観測ギャップと降雨エコー補完の課題

図1は吹田 PAWR で観測された層状性降雨の例で、仰角 4.4° と 1.0° の PPI および観測ギャップ付近の RHI 画像である。レーダーサイトの西側わずか 200 m の場所には 15 階建てのビルがあり、方位角 254.4° から 266.4°、仰角 5.3° 以下はそのシャドーとなっている。細かく見ると、図1(e)の RHI 方位角 253.2°、距離 28 km

以遠の低仰角には六甲山によるシャドーが現れている。また、仰角 1.0° の PPI において西北西から北東象限(方位角 280° から 45°) は距離数 km にある山岳地形(箕面から茨木方面)のシャドーであるが、方位角 20° 付近には山岳の隙間で電波が届く方向もある。このように多くの観測ギャップがあるが、本研究ではもっとも顕著な西南西から西方向の 12° の観測ギャップを補完することを考える。地上降雨分布の隙間を埋めるだけであれば、2次元エコー分布画像(CAPPI)の補完を考えればよいが、現実的なエコー分布を生成するためには実際の3次元降雨エコー分布を考えるべきである。しかし、現実には GPU のメモリ制限や計算コストなどの問題があるため、まずは2次元画像(PPI および RHI)について DCGAN による実験を行い、時間・空間連続性を持つ降雨エコーの推定は次の課題とする。最初の問題として、極座標と直交座標のどちらの画像を使うべきかという検討が必要である。層状性エコーの境界やバンド状エコーのような形状を考えると直交座標画像の方が現実の降雨分布を表現できると思われるが、補完する観測ギャップは、特定の方位角あるいは仰角の欠損であることを考慮すると、オリジナルの極座標画像の方が深層学習には適していると考えられる。

### 4. まとめ

深層学習による画像生成技術の発展にともない、現実の写真と区別がつかないような画像を AI が作成する時代になった。先行研究でも、DCGAN でレーダーエコーを生成して信号処理やアルゴリズム検証を行う報告がある[1]。本研究の実験はこれからであるが、もっともらしいレーダーエコー画像が生成されても実際の降水エコーは3次元データであり時間連続性を持っている。将来的には AI 研究者とも協力して、時系列データを扱う LSTM と DCGAN を組み合わせたようなネットワークを構築する必要があると思われる。

### 参考文献

[1] Wang et al, 2019, *IEEE*, DOI:10.1109/ACCESS.2019.2940561

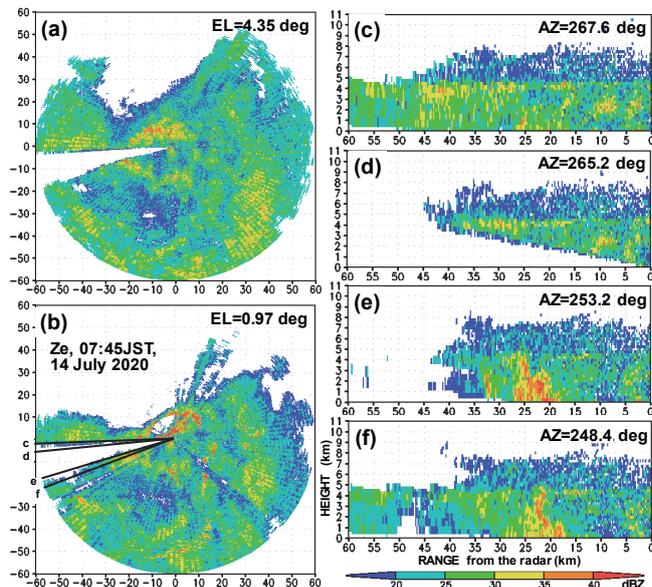


図1 吹田 PAWR で観測された層状性降雨の例。(a)(b)異なる仰角の PPI、(c)(d)(e)(f) 観測ギャップ付近の異なる方位角の RHI。

田村亮祐 (京都大学生存圏研究所), 西村耕司 (国立極地研究所), 橋口浩之 (京都大学生存圏研究所)

## 1 はじめに

大気レーダーは、レーダーから放射された電波が大気中の乱流によって散乱され、その微弱な散乱電波を受信することで上空の三次元風速プロファイルを観測できるリモートセンシング技術である。原理的には、風速観測と同時に受信波のパワースペクトル幅から乱流強度も推定可能である。この際、観測されたスペクトル幅  $\sigma_{obs}$  から乱流のブロードニング  $\sigma_{turb}$  を推定するために、ビーム ( $\sigma_{beam}$ )、シアア ( $\sigma_{shear}$ )、時間変動 ( $\sigma_{time}$ ) のブロードニングを定量的に検討する必要がある [1]。これらは、

$$\sigma_{obs}^2 = \sigma_{turb}^2 + \sigma_{beam}^2 + \sigma_{shear}^2 + \sigma_{time}^2 + error \quad (1)$$

の関係で表される。しかし、従来からブロードニングの推定値が  $\sigma_{obs}$  より大きくなり  $\sigma_{turb}^2$  が負になる問題が指摘されていた。

レーダー観測理論を改めて検討し直すと、 $\sigma_{turb}$  の正確な推定が可能になる可能性がある。観測範囲のレーダービームパターンを数理モデルにより計算し、その範囲内で、乱流散乱効果が異なる二点で無相関かつその二乗の期待値が等しいと仮定すれば、受信波の相関関数  $R(\tau)$ 、乱流散乱効果の相関関数  $F(\tau)$ 、風向風速を考慮した電波の伝搬パターンを表す相関関数  $G(\tau)$ 、サンプリング窓関数の相関関数  $W(\tau)$  の間に、

$$R(\tau) = F(\tau)G(\tau)W(\tau) \quad (2)$$

の関係が成立する [2]。式 (2) より、乱流強度  $\sigma_{turb}$ 、風向風速について逆問題を解くことで推定できる。

## 2 研究方法

本研究は京都大学生存圏研究所の MU レーダーを用いた実験を行う。初めに、風向風速情報についてはドップラービーム走査 (Doppler Beam Swing; DBS) 法による観測結果を用いる。これより、電波の伝搬パターン (図 1) とその相関関数  $G(\tau)$  (図 2) が計算される。そして、式 (2) をスペクトル空間へフーリエ変換して、乱流強度  $\sigma_{turb}$  の推定を行う。

その後、DBS 法または空間アンテナ (Spaced Antenna; SA) 法を利用して得られる風向風速を初期値として、風向風速も未知数に加えて逆問題を解く手法の確立を目指す。

## 3 今後の発展

SA 法を利用して式 (2) の逆問題を解く手法が確立できれば、DBS 法に対応しない大気レーダーの風向風速、乱流強度の推定精度向上が期待できることのみならず、気象ドップラーレーダーに干渉計機能を追加することでドップラー速度のクロスラジアル成分の推定も可能となる。

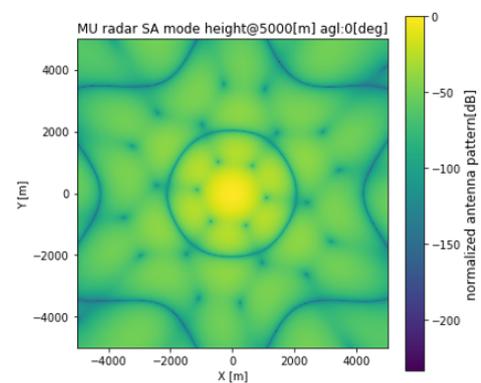


図 1: 実験設定下での MU レーダーのビームパターン

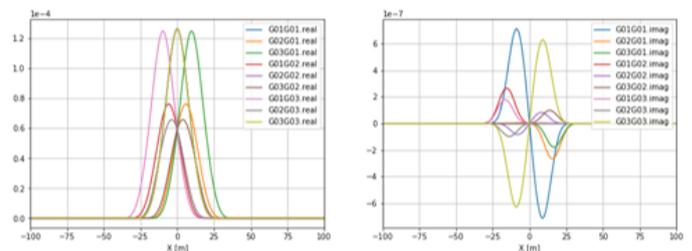


図 2: 図 1 に対応した電波の伝搬パターンを表す相関関数  $G(\tau)$ , 左:実部, 右:虚部

## 参考文献

- [1] W. K. Hocking, "Measurement of turbulent energy dissipation rates in the middle atmosphere by radar techniques: A review," in *Radio Science*, vol. 20, no. 6, pp. 1403-1422, 1985, doi: 10.1029/RS020i006p01403.
- [2] K. Nishimura, M. Kohma, K. Sato and T. Sato, "Spectral Observation Theory and Beam Debroadening Algorithm for Atmospheric Radar," in *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, doi: 10.1109/TGRS.2020.2970200.

## 衛星マイクロ波放射計を用いた陸域雲水量の推定

\*瀬戸里枝 (東京工業大学), 小池俊雄 (ICHARM), 鼎信次郎 (東京工業大学)

### 1. はじめに

雲水量は、全球気候観測システムによる必須気候観測要素 (Essential Climate Variables) の一つに定められ、その広範囲かつ長期的なモニタリングが重要視されている。衛星マイクロ波放射計の観測による雲水量の推定は、全球で昼夜を問わず行え、また雲水量の多い場合でも使える手法として、貴重な雲水量データを提供しており、そのデータはモデル評価や気候システムの解明に用いられている[1][2]。しかし、衛星による雲水量推定には様々な不確実性が伴い、中でも陸域に関しては、陸面放射の不確実性の影響が大きく、陸域雲水量の推定手法は未だ確立されていない。

そこで、Seto et al. 2018[3]では、複数波長の衛星マイクロ波観測輝度温度 (TB) を用いて、陸面と陸上大気の変数を同時に推定することで、陸面放射の不確実性を低減しつつ、陸域雲水量を適切に推定する手法を提案した。本発表では、陸域雲水量推定手法を評価した結果を報告する。

### 2. 陸域雲水量推定手法

本研究で提案する手法は、低周波から高周波 (6.9, 10.6, 23, 89 GHz) の TB を用い、大気の物理モデル・放射伝達モデルと陸面の物理モデル・放射伝達モデルをオンラインで結合したシステムで陸面と雲を含む大気の推定を行う。推定の対象となる物理量の TB への感度が波長により異なることを利用し、低周波 TB から土壌水分と陸面放射、高周波 TB から陸上の鉛直積算雲水量、雲域内の水蒸気・気温を推定する。推定の際には、陸・大気モデルで計算した陸面・大気変数を、放射伝達モデルに事前情報 (背景情報) として入力する。更に本システムは、推定された陸面・大気変数を陸・大気モデルに逐次同化し、その後の時間発展を計算することを可能としている。

### 3. 雲水量推定値の評価

本手法を九州地域 (図 1) に適用して推定した雲水量を、CloudSat 衛星の雲水量プロダクトにより評価した。モデル計算と雲水量推定は 5 km 解像度で行った。

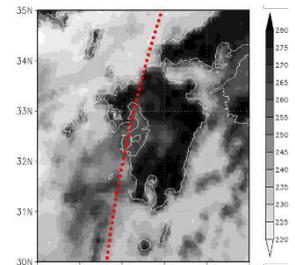


図 1 対象地域と TB

図 2 に CloudSat の軌道上 (図 1 の赤点線) での、鉛直積算雲水量の推定値 (TB を変化させた感度実験の結果含む) と CloudSat プロダクトの比較を示す。同図に大気モデルによる予測値 (赤線) も併せて示している。図の下部の太線は海 (青線) と陸 (茶線) の別である。この結果は、雲水量の領域平均や期間値ではなく、瞬間値を示していることを考慮すれば、海域から陸域にかけて連続的に、妥当な雲水量を推定できたといえる。また、本手法の推定結果は、大気モデルの予測と比較して、雲の分布を適切に捉えており、モデルの出力値としても高い精度を示した。

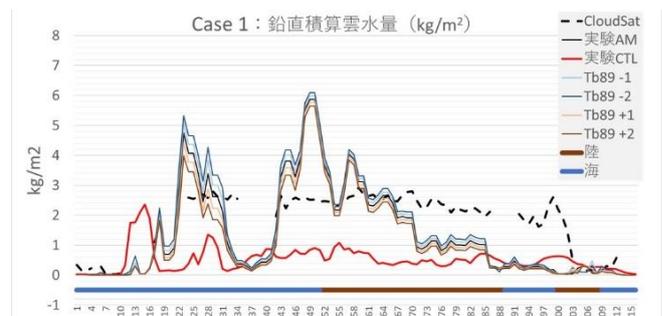


図 2 鉛直積算雲水量の比較

謝辞：本研究は、JSPS 科研費 JP19K23532, JP20K14834 の支援を受け、データ統合・解析システム (DIAS) の利用により実施した。

#### 参考文献

- [1] Elsaesser et al., *J. Climate*, 30, 10193–10210, 2017.
- [2] Lauer et al., *Earth Syst. Dynam.*, 9, 33–67, 2018.
- [3] Seto, Koike, and Kanae, *J. Geophys. Res.*, 123, 12,829–12,856, 2018.

## 雲解像数値モデルで再現された水蒸気鉛直プロファイルの検証 —航空機からのドロップゾンデ観測との比較—

篠田太郎<sup>1</sup>・山田広幸<sup>2</sup>・加藤雅也<sup>1</sup>・坪木和久<sup>1</sup>・Po-Hsiung Lin<sup>3</sup>・Der-Song Chen<sup>4</sup>

(<sup>1</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所,<sup>2</sup>琉球大学理学部,<sup>3</sup>国立台湾大学大気科学系,<sup>4</sup>台湾中央気象台)

### 1. はじめに

大雨の予測においては、降水域の上流側における水蒸気量の観測と数値モデルを用いた予測が重要な要素である。しかしながら、大雨の原因となる多量の水蒸気は日本周辺の海上から流入することが多く、これらの領域で水蒸気量を定常的に観測する拠点（高層気象観測点など）は十分ではない[1]。戦略的イノベーションプログラム第2期（SIP2）「国家レジリエンス（防災・減災）の強化」の「テーマV：線状降水帯観測・予測システムの開発」の一環として、名古屋大学を中心としたグループでは、航空機による水蒸気観測、および航空機観測システムの最適化に取り組んでいる。本研究は、2019年11月に南西諸島南方で、台湾のDOTSTARグループにより実施された航空機によるドロップゾンデ観測[2]の結果と、雲解像数値モデルCReSSによるシミュレーション実験の結果を比較し、水蒸気量などの気象要素の差異についての考察を行う。

### 2. 解析手法

航空機は、2019年11月8日00 UTCに合わせて南西諸島南方を高度13.1 kmで飛行しながら10基のドロップゾンデ観測を行い、このうちの9基について適当と思われる観測値を得た（図1）。このとき、観測範囲の南方には前線が存在していた。ドロップゾンデ観測の結果には、気圧・温度・湿度・東西風速・南北風速などが含まれている。

比較対象として、CReSSを用いた水平解像度0.05度の毎日のシミュレーション実験の結果を用いる。計算領域は北緯15～45度、東経114～162度であり、大気場の初期値・境界値はGSMを用いている。実験結果から、ドロップゾンデの観測点（着水点）を中心とした東西11格子×南北11格子の平均値を計算して鉛直プロファイルと比較した。

### 3. 結果と考察

温位については、全てのプロファイルで誤差が概ね1 K以下であり、誤差は十分に小さいと考えられる（図略）。風については、下層の北東風、高度2～3 kmより上層で南西風となる傾向が両者で一致している。一方、高度毎に比較を行うと、最大で10 m/s以上の差異が見られる高度も見られた（図略）。

水蒸気混合比については、ほぼ全て事例で下層1 km以下で数値モデルの値が観測結果に比べて2～3 g/kg程度大きな値を示している（図2）。DS06は南大東島近傍、DS09は石垣島近傍で実施されていたため、両者と地上放球型の高層気象観測の結果を比較

したところ、下層の水蒸気混合比の値は、ドロップゾンデ観測とほぼ同等であった。このことから、数値実験では下層の水蒸気量が過剰であると考えられる。観測領域の下層では強い北東風が観測されており、数値実験では海面からの潜熱の供給が過剰であった可能性も考えられる。一方、対流圏中層でもドロップゾンデ観測と数値実験の結果に大きな差異がいくつかの比較事例で見られた。これは雲の位置ずれを反映していると考えられる。

数値実験における下層の水蒸気混合比とドロップゾンデ観測の結果で2 g/kg以上の差異があることは、降水量の定量予測において大きな問題である。今後、他のシミュレーション結果（GSMやMSM）との比較を行い、過剰評価の原因の特定を行う必要がある。**謝辞** 本研究は戦略的イノベーションプログラム第2期（SIP2）国家レジリエンス（防災・減災）の強化のテーマVおよび「地球気候系の診断に関わるバーチャルラボラトリの形成（VL）」の援助を受けて実施している。

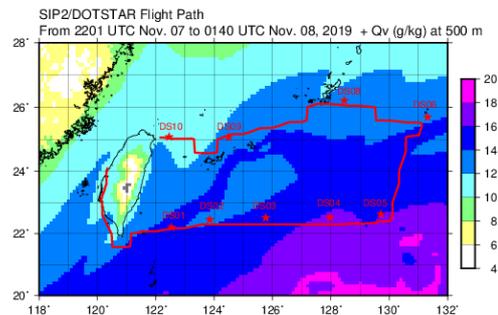


図1 台湾の航空機によるフライトパス（赤実線）とドロップゾンデ観測の着水点（赤★）。高度500 mにおける水蒸気混合比の水平分布を色で示している。

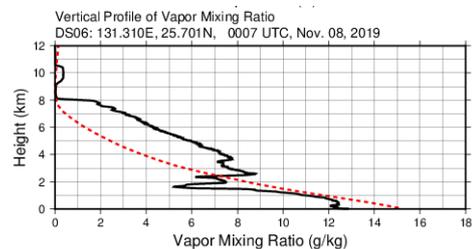


図2 南大東島周辺で行われたドロップゾンデ観測（DS06）による水蒸気混合比の鉛直プロファイル（黒実線）と観測点周辺の水蒸気混合比の平均値（赤破線）。

### 参考文献

- [1] Kato, T., et al. 2003, JMSJ, 993-1013.  
[2] Wu, C.-C., et al. 2005, BAMS, 787-790.

# 移動体 GNSS 解析による可降水量誤差要因の考察

\*小司 禎教 (気象研究所)

## 1. はじめに

船舶搭載 GNSS による海上の可降水量(PWV)解析精度の向上に取り組んでいる. 小司(2020)[1]では, 移動体 (Kinematic) GNSS 解析による鉛直座標は, 静止 (Static) 解析との差が大きいほど, PWV の差も大きくなること, 船上解析の場合, 鉛直座標を潮汐モデルから推定することで, 船舶 GNSS による PWV の精度を向上させる可能性のあることを報告した.

今回, PWV の時間変化が大きいほど, 誤差が大きくなる可能性のあることがわかった.

## 2. 解析方法と結果

(図 1) 国土地理院電子基準点で 2020 年 6 月 19 日について, RTKLIB 2.4.2 (P.13)により Static と Kinematic 解析を行い, 鉛直座標と PWV の差を分布図にプロットした. 図 1(2)の 30 分前からの PWV 時間変化分布から, 関東平野から西方で PWV の減少が顕著で, 関東北部から北海道にかけては減少域と増加域が混在している. (3)は Kinematic 解析によるアンテナ高度の, Static 解析からの差の分布である. (2)に見られる PWV の減少域で Kinematic による高度が Static のそれより低く解析されている. 一方, 東北から北海道にかけては Kinematic 解析の高度の方が高くなっている. (4)は Kinematic 解析による PWV の Static 解析に対する差を示す. (3)の高度の差と逆パターンの分布となっていることがわかる.

図 2 には GNSS 解析による天頂遅延量(ZTD)の 1 分間時間変化量を示す. GEONET の中から 9 点を選択し, 2020 年 1~6 月について, Static, Kinematic 解析を実施した結果である. Kinematic 解析による ZTD の短時間の変化量は, Static 解析によるその 7 割弱にとどまっている.

## 3. まとめと今後

今回得られた結果は, Kinematic 測位による PWV 解析は, PWV の時間変化が大きい場合, 鉛直座標の変動と完全には分離できず, 一部が鉛直座標の変動として解析され, PWV の時間変動を過小評価している可能性を示唆している.

今後, 解析手法の見直しを進めるとともに, [1]で述べた潮汐モデルなどを利用した補正手法の検討を行う.

## 文献

[1] 小司 禎教, 気象学会 2020 年度春季大会予稿集, D412.

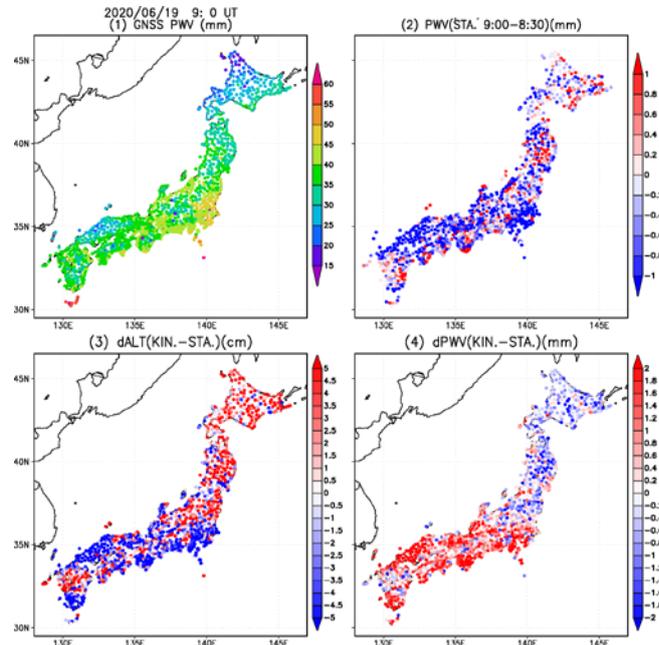


図 1 (1) 2020 年 6 月 19 日 9 時(ut)の GEONET 点における PWV 分布, (2) 同時刻における 30 分前からの PWV 変化量, (3) Kinematic 解析による鉛直座標の Static 解析からの差, (4) Kinematic 解析による PWV の Static 解析による PWV からの差.

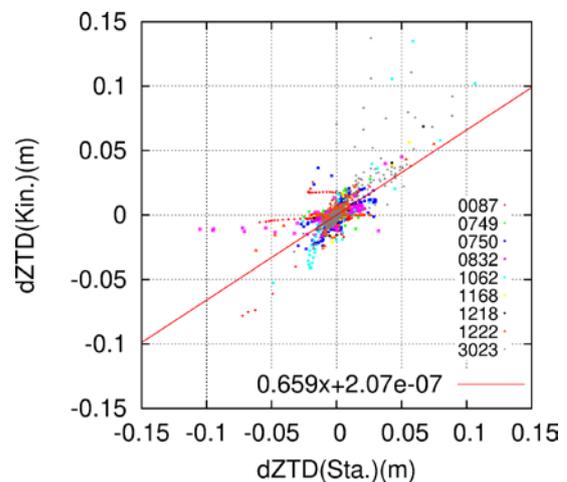


図 2 GEONET 9 点における天頂遅延量(ZTD)の 1 分間変化量散佈図. X 軸, Static 解析, Y 軸, Kinematic 解析. 2020 年 1~6 月.

## 謝辞

本研究は科研費 20H02420 の支援を受けました.

GEONET データは国土地理院サーバーより取得しました. RTKLIB による GNSS 解析について高須知二氏にアドバイスをいただきました.

## 地デジ放送波を用いた地表付近の水蒸気量観測 —山岳域での反射法の利用について—

花土弘・金丸佳矢・川村誠治・太田弘毅・中川勝広(情報通信研究機構)、  
北井信則・比留間利通・佐々木歩・渡辺琢也(日本アンテナ)、  
清水慎吾(防災科学技術研究所)

### 1. はじめに

NICT では対流圏下層の水蒸気量の観測手法として、地上デジタル放送波の伝搬遅延による水蒸気量観測の研究開発を行っている。これまで市街地において、送信局として東京スカイツリーを主に利用し建物を反射体として利用する反射法<sup>[1]</sup>で実施してきた。SIP2「線状降水帯」では、2021-2022 年度に九州実証実験を計画しているが<sup>[2]</sup>、地形、送信局の状況が関東平野と九州地方で異なり、①市街地で容易に確保可能な反射体が郊外・山岳域で確保できるか、②山岳域、特に谷間では小出力の中継局が展開されているがこれらが利用可能か、等の確認すべき項目があり、そのため山岳域での反射法による地デジ水蒸気観測実験を実施した(図1参照)。



図1 市街地と山岳域での反射法の違い

### 2. 群馬県嬭恋村での水蒸気量観測実験

2020/2/13-2020/3/27 の約1ヶ月半にわたり、群馬県嬭恋村大前の GF(ギャップフィル)受信点に地デジ受信装置を設置した。図2にその状況と送信局である草津中継局と受信点の地形的な位置関係を示す。

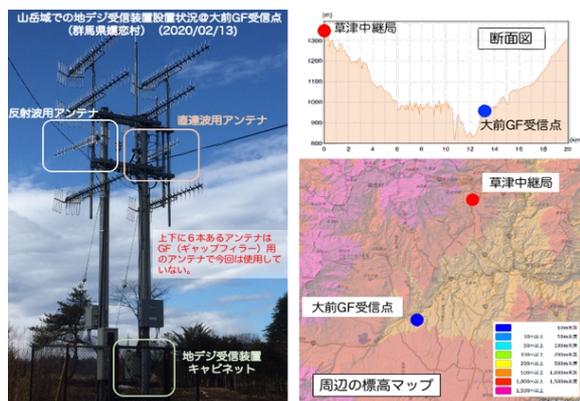


図2 地デジ受信装置の設置状況と地形的な状況

### 3. 観測された遅延プロファイル

図3に取得された遅延プロファイルの例を示す。今回設置された地デジ受信システムは同時に4つの周波数の測定が可能であり、図3は485, 503, 575, 623 MHzの周波数での遅延プロファイルである。縦軸は受信電力(dB)、横軸は遅延時間で、直達波を0 μsecとして表示され、反射波は反射体の距離に対応して異なる遅延時間で観測される。図3の遅延時間0-10 μsec付近の反射波は受信点近傍の事物による反射波であり、比較的鋭いピークの形状であり、従来の反射法ではこれら反射波の位相変動を利用してきた。それに対して、遅延時間40-70 μsecに受信電力がゆっくり増加している様子が認められ、これらは右図に示す受信点周辺の標高データから、山体からの反射と考えられる。この反射波は従来反射法で利用してきた明瞭なピークではなく、今後位相変動の抽出方法とそれらから水蒸気による伝搬遅延量の推定に関して検討していく計画である。

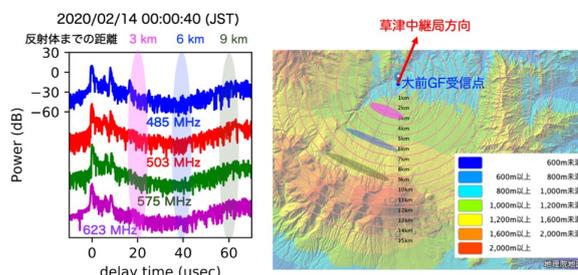


図3 観測された遅延プロファイルの例と反射体の想定位置

謝辞：本観測実験は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)第2期「国家レジリエンス(防災・減災)の強化」「線状降水帯の早期発生及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究」(代表：清水慎吾)で実施された。

### 参考文献

- [1] Kawamura et al., "Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves", Radio Science, Vol. 52, 367-377, 8 March 2017, DOI:10.1002/2016RS006191.
- [2] 花土他, "地デジ放送波を用いた地表付近の水蒸気量観測 —首都圏観測網の整備と九州実証実験への準備状況—", 2020年日本気象学会秋季大会(本大会).

地デジ放送波を用いた地表付近の水蒸気量観測  
 —首都圏観測網の整備と九州実証実験への準備状況—  
 花土弘・金丸佳矢・川村誠治・太田弘毅・中川勝広(情報通信研究機構)、  
 北井信則・比留間利通・佐々木歩・渡辺琢也(日本アンテナ)、  
 森良輔・松村喜修・野田一善(ソシオネクスト)、  
 清水慎吾(防災科学技術研究所)

### 1. はじめに

水蒸気は、気象現象の予測において、風速・温度と並んで重要な量であるが、気体状態の水でレーダでは観測できず、広範囲で観測可能となる方法が限られている。現在、気象数値モデルで水蒸気データとして利用されている GPS/GNSS 可降水量観測は、衛星からの L 帯の電波の遅延量を利用しているが、地デジ放送波(UHF 帯)で同様の測定が可能であることを実証した<sup>[1]</sup>。その手法は地デジ放送波に含まれている基準信号から遅延プロファイルを復号し、送信局から直接伝わる波(直達波)と周囲の反射体から反射され伝わる波(反射波)を時間的に分離、それらの位相差を使うことで、放送局・受信点での基準信号の位相雑音の影響をキャンセルし、UHF 帯の電波の伝搬遅延をピコ秒レベルの精度で測定し、伝搬路上の積算水蒸気量を推定する。

### 2. 首都圏観測網について

2019 年度から SIP「線状降水帯の早期発生及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究」に日本アンテナ株式会社が参画し、地デジによる水蒸気量観測網の展開を加速、2019 年度に首都圏に新たに 10 地点での観測を開始した。図 1 に従来の 8 地点と新たな 10 地点の観測点の配置を示す。



図 1 2019 年度に設置された 10 地点(●)と従来の 8 地点(X)

### 3. 受信装置の高度化

現在各測定点の受信装置は、伝搬遅延量計測に必要な遅延プロファイル算出を計算機のソフトウェアで行っている。この処理を FPGA 内のプログラムで行うことで、受信装置の安定化・小型化・低消費電力を実現できる。2018 年度は試作機、2019 年度にその改良機を製造した。図 2 にこれら試作機・改良機の受信ボード部分と改良機で測定された遅延プロファイルを示す。



図 2 試作機と改良機の受信ボード部と改良機で取得された遅延プロファイルの例

### 4. 九州実証実験への準備状況

SIP「線状降水帯」では、2021-2022 年度に九州実証実験を計画している。地デジ水蒸気量推定については、2020 年度九州地方に 5 地点の観測点を整備する計画で、図 3 に示す地デジ送信局の配置・地形や、反射体となる地表の事物やデータ同化へのインパクトなどを総合的に評価し測定点の整備を行う。

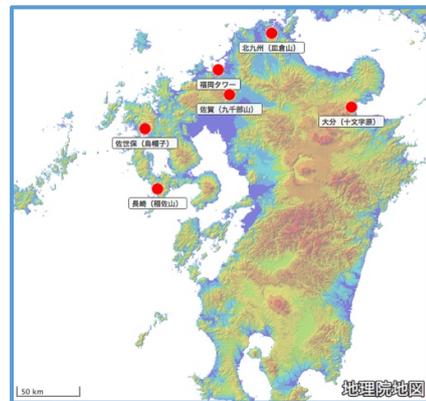


図 3 九州の地形と北部の地デジ送信局分布

謝辞：本観測実験は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム) 第 2 期「国家レジリエンス (防災・減災) の強化」「線状降水帯の早期発生及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究 (代表：清水慎吾)」、及び総務省電波利用料財源電波監視等実施費による委託業務「電波伝搬の観測・分析等の推進」の支援を受け行われた。

### 参考文献

[1] Kawamura et al., “Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves”, Radio Science, Vol. 52, 367-377, 8 March 2017, DOI:10.1002/2016RS006191.

## 小型マイクロ波放射計および雲カメラによる局地気象観測

\*箕輪昌裕、高島祐弥、井上修平、岩堀太紀（古野電気株式会社）、吉田聡（京都大学）、小松幸生（東京大学新領域）、佐藤克文（東京大学大気海洋研究所）、立花義裕、松岡優輝（三重大学生物資源）、大石哲（神戸大学）

### 1. はじめに

高度な気象防災社会の実現に寄与するため、現在、マイクロ波放射計および雲カメラの研究を進めている。

マイクロ波放射計（Radiometer）は、Passive に大気放射を観測し、直上の可降水量（PWV）を推定する装置である。雲カメラは、全天カメラにより空況を撮影し、雲の移流や日射を観測する装置である。（図 1）



図 1 マイクロ波放射計



雲カメラ

### 2. 観測の詳細

小型マイクロ波放射計および雲カメラのプロトタイプを、京都大学防災研究所潮岬風力実験所に設置し、観測（2018/9～）を進めている。本稿では、それらを船舶に搭載して洋上観測（時間分解能 1 分毎）を行ったため、これを報告する。船舶および期間は、三重大学の「勢水丸」（期間：2019/06/04～12）、JAMSTEC の「新青丸」（KS-19-15 次研究航海 2019/08/20～27）である。

### 3. 観測結果

潮岬風力実験所屋上での冬季（2020/2/20～27）における観測結果を図 2 に示す。放射計をゾンデと比較した結果、可降水量が約 5mm と低い場合でも、リアルタイムに推定が可能であることが分かった。

図 3 に、「勢水丸」での観測結果を示す。2019/08/07～08 にかけて前線が通過し、その前後で可降水量（PWV）が約 30mm 変動する様子を捉えた。船舶上から打ち上げたゾンデデータ（15 回）のうち雨イベントを除いた 12 点のデータで比較したところ、PWV 推定誤差の RMSE は約 2.0mm となった。

図 4 に雲カメラでの観測結果を示す。1 分毎の全天画像から雲の分布を抽出し、雲率（構造物を除いた空域のうち雲が占める割合）を推定するプロトタイプを作

成した。今後、PWV との関連を検証していく。

### 4. まとめ

小型マイクロ波放射計および雲カメラのプロトタイプによる船舶観測を実施し、洋上における可降水量および空況の試験観測を行った。

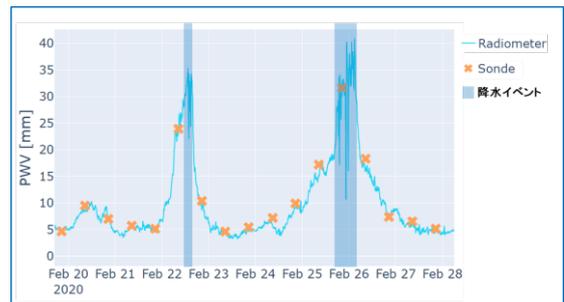


図 2 潮岬での放射計とゾンデの比較結果

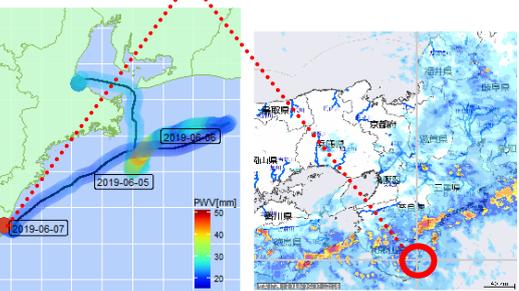
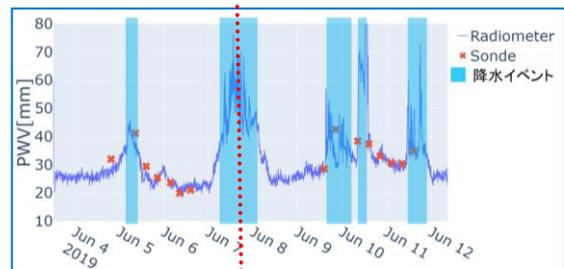


図 3 三重大学「勢水丸」での観測結果

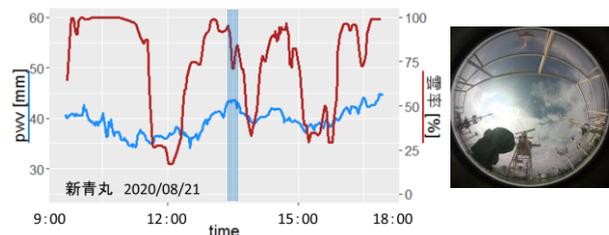


図 4 JAMSTEC「新青丸」での観測結果

※出典：国土交通省 川の防災情報ホームページ画像を使用

## 雲/降水粒子撮像装置ビデオゾンデの 1680MHz 帯実験局から 400MHz 帯気象援助局への移行技術の研究開発

\*清水健作, 長浜則夫, 杉立卓治 (明星電気株式会社)

鈴木賢士 (山口大学), 藤原正智 (北海道大学)

### 1. はじめに

HYVIS (Murakami and Matsuo, 1990) や Videosonde (Takahashi, 1990) といった雲/降水撮像装置ビデオゾンデは、1990 年代に開発され、雲微物理の解明に大きく寄与してきただけでなく、2000 年代からは、偏波ドップラーレーダーなどのリモートセンシング機器や気象モデルなどの参照・検証データとして重要な役割を担っている (Nakakita et. al, 2009)。

一方、ビデオゾンデが利用する 1680 MHz 帯の電波は、近年、他の業種・産業における電波有効利用の観点から需要が高まりつつある。例えば、米国においては、1675-1680 MHz の周波数は無線ブロードバンド用の回線としての使用が検討されており、また 1680-1695 MHz の周波数に関しても、今後同様の検討が見込まれる周波数となっている。

### 2. 送受信機の開発

本研究科発では、1680MHz の代わりに 400MHz 帯気象援助局を使用することを検討した。1680MHz と 400MHz で使用可能な占有帯域幅はそれぞれ 1MHz と 60KHz となっており、送信可能な情報量は大きく異なる。一般的な気象ラジオゾンデの情報量は数 Kbps 程度となっており、画像伝送には新たな専用送受信機を開発する必要があった。400MHz 帯気象援助局に適合できる範囲内で様々な通信速度、変調度、変調方式の送信機の試作を行った。結果、52.4Kbps、変調度 14KHz の条件でままであれば、60KHz の占有帯域幅内での通信が実現できることがわかった。

### 3. 研究に耐えうる画像送信頻度と圧縮率の検討

52.4Kbps の通信速度でも従来の 1680MHz で実現してきた情報量には遠く及ばない。これまで 1680MHz では 30fps で画像伝送してきたが、画像送信頻度を落とした場合の学術研究に対する影響の評価を行った。結果、2 秒に 1 枚の送信頻度でも鉛直粒径分布の算出に大きな影響がないことがわかった。ただし、HYVIS において非常に濃度の高い雲水や細かな氷粒子の場合には、数濃度の算出に注意を払う必要があることがわかった。

さらに可能な限り情報量を小さくするために画像圧縮について検討を行った。1680MHz のビデオゾンデは画像をアナログで伝送したために受信局との距離が離れると画像にスノーノイズが兆重し、画質劣化が発生していた。しかし、今回の 400MHz による送受信機はデジタルのため、距離による画像劣化が起きないという利点がある。結果、2 秒に 1 回の伝送が実現可能な 10KB まで画像圧縮しても従来のビデオゾンデと比べて鮮明な画像となることが分かった。(図 1)。

### 4. 今後の計画

2019 年度は画像伝送の基となるシステム検討と実証実験を行った。2020 年度は実際にビデオゾンデを設計・試作しテスト観測を実施しており、2021 年度は国内数か所 (夏季、冬季) で、従来のビデオゾンデと 400MHz ビデオゾンデの同一性・相違性を明らかにする比較観測を実施する。

**謝辞** 本研究開発は総務省 SCOPE ( 受付番号 195003007 ) の委託を受けたものです。

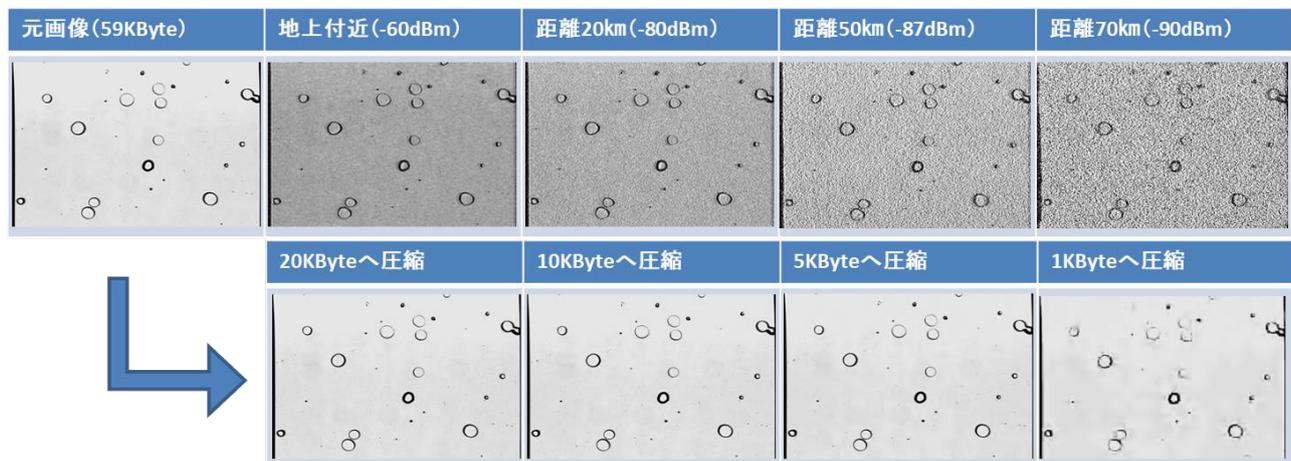


図1: 従来のビデオゾンデにおける距離に応じた画像劣化の様子(上)と画像圧縮を行った際の画像劣化の様子(下)

## デジタルカメラの結像面照度変化の評価

\*沖崎武蔵 (琉球大学工学部), 下地伸明 (琉球大学院工),

### 1. はじめに

我々はこれまで、デジタル写真に写った雷の分析を行ってきた。デジタル写真に写った雷をさらに精度良く分析するには、デジタルカメラの光学的な検討が必要である。本研究では、F 値の相対変化による結像面の照度変化と ISO 感度(ゲイン)による結像面照度変化を調べることを目的とする。

本研究では、定電流駆動の LED 光源から発せられる光を、焦点距離、F 値、ISO 感度を変化させながら画像として記録し、その中心の輝度値で評価した。評価ではイメージセンサの誤差についても検討を行った。

### 2. 実験方法

Fig.1 は定電流駆動の LED 光源の回路図である。LED から発せられる光を一定にするために定電流駆動回路を採用した。Fig.2 は光の状態を観測するためのフォトセンサーの回路図である。フォトダイオードで生成された光電流をトランスインピーダンスアンプで I-V 変換して計測している。Fig.3 は今回使用した卓上小型簡易暗室(以下、簡易暗室と呼ぶ)である。実験では、簡易暗室内部に LED 光源、フォトセンサー、拡散板、デジタルカメラを配置し、カメラの設定値(焦点距離、F 値、ISO 感度)を変化させることで撮影を行う予定である。

### 3. 結果と考察

定電流駆動 LED 光源(Fig.1)は電流と輝度が一定であることを確認した。また、フォトセンサー(Fig.2)の動作確認も行った。これらの確認は試作機での確認である。現在、これら LED 光源とフォトセンサーは専用の基板を作製し、はんだ付けを行っている最中である。デジタルカメラの評価の実験はこれら LED 光源とフォトセンサーが完成した後、行う予定である。先行研究ですでに一部結果を得ているが[1]、今回はさらに ISO 感度の変化による結像面照度変化まで評価する。

### 4. まとめと今後の課題

すでに一部、先行研究で結果が得られており、今回の研究はその続きである。今回の結果に基づいて、雷の分析手法の精度向上につなげていく予定である。

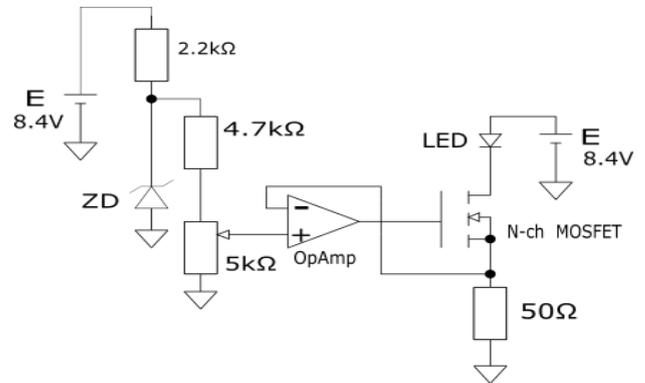


Fig. 1 定電流駆動 LED 光源の回路図.

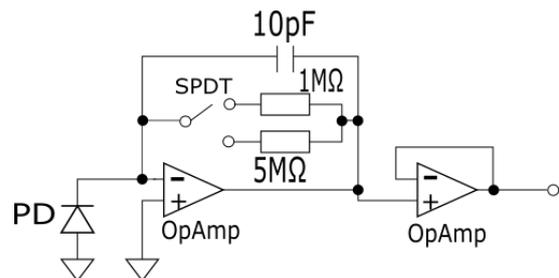


Fig.2 フォトセンサーの回路図.

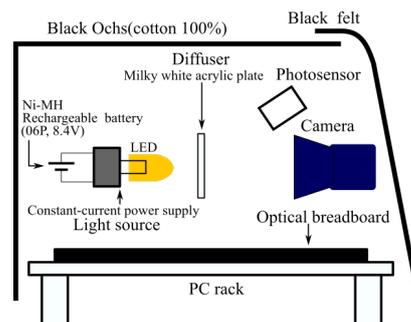


Fig.3 卓上小型簡易暗室の原理図.

#### 参考文献

- [1] 中野貴大, 下地伸明, デジタルカメラレンズの F 値の相対変化による結像面の照度変化, 2019 年度日本気象学会, 沖縄支部研究発表会, pp.25-27, 2020, 沖縄

降水システム (PR)

# Performance of AMPS-SCALE LES Model Calculations of Arctic Mixed-Phase Clouds

Authors: Ong Chia Rui, Makoto Koike, Tempei Hashino, and Hiroaki Miura

## Abstract:

It is well known that the Arctic has warmed about twice as fast as the global mean warming rate. However, climate models are unable to consistently predict this trend. It is speculated that our insufficient understanding of ice microphysical processes in persistent Arctic mixed-phase clouds, in which super-cooled liquid droplets and ice crystals co-exist in freezing temperatures, is one of the major reasons for large uncertainties in model climate predictions of the Arctic region. Therefore, in recent decades, several model inter-comparison studies of Arctic mixed-phase cloud simulations have been proposed to evaluate the performance of currently most advanced LES models, in the hope that the gap of understanding in the ice microphysics and its role in regulating the Arctic climate can be filled. In this presentation, I will focus on the performance of the LES model SCALE (Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015) implemented with the history-preserving, habit prediction bin microphysics scheme AMPS (Hashino and Tripoli 2007) in mixed-phased cloud simulations. The numerical experiments designed for SHEBA (Fridlind et al. 2011) and MPACE (Klein et al. 2009) inter-comparison studies are chosen to evaluate its performance. The microphysical properties and thermodynamics profiles are compared with the observations. Sensitivity tests have been performed to gain more insight into the relationship of liquid and ice crystals. In the future, we hope to understand more about the interaction between ice microphysics and dynamics of the atmosphere.

1. Nishizawa, S., H. Yashiro, Y. Sato, Y. Miyamoto, and H. Tomita, 2015, Influence of grid aspect ratio on planetary boundary layer turbulence in large-eddy simulations, *Geosci. Model Dev.*, 8, 3393-3419.
2. Sato, Y., S. Nishizawa, H. Yashiro, Y. Miyamoto, Y. Kajikawa, and H. Tomita, 2015, Impacts of cloud microphysics on trade wind cumulus: which cloud microphysics processes contribute to the diversity in a large eddy simulation?, *Prog. Earth Planet. Sci.*, 2, 23.

# 辻堂における降水量と PM2.5 の関係

藤野梨紗子, 宮本佳明 (慶應義塾大学)

## 1. 背景

エアロゾルは、雲の反射率や寿命などの雲特性に影響を与える一方、雲は、エアロゾルの生成や降水による除去（湿性除去）を通じて影響を与える。エアロゾルと雲の相互作用は非常に複雑で、雲システムごと・環境場ごとに異なる影響を与えるため、地上降水量への影響に限って見ても、多くの変数に関与する。例えば、個々の降水イベントにおける除去メカニズムの詳細については、未解明な点が多くある(Textor *et al.*, 2006)。そこで本研究は、藤沢市辻堂における降水量と PM2.5 濃度値を解析し、両者の関係性を明らかにする。日本気象学会 2020 年度春季大会の解析を拡張し、解析の期間を 1 年間に延長して 2019 年 6 月から 2020 年 5 月分の解析を行った。

## 2. データ解析方法

本研究では、環境省大気汚染物質広域監視システム「そらまめ君」の神奈川県藤沢市、明治市民センターの PM2.5 濃度 1 時間値(速報値)2019 年 6 月から 2020 年 5 月分(環境省, 2016c)を用いた。また、降水量データについては、気象庁 AMeDAS(Automated Meteorological Data Acquisition System)の藤沢市辻堂における 1 時間値を用いて解析を行った。

## 3. 結果

図 1 に、神奈川県藤沢市辻堂で 2019 年 6 月 1 日 0 時から 2020 年 5 月 31 日 24 時まで観測された降水量 1 時間値と PM2.5 濃度 1 時間値を散布図で示す。基本的に降水量が多いほど PM2.5 の濃度が小さい。具体的には、降水量が 0 mm より多い時、0 mm の場合と比較して、PM2.5 濃度が小さい値により多く分布している。一方で降水量が 0 mm の場合、PM2.5 濃度はどの値にも分布をしている。

図 2 に、2019 年 6 月 1 日 0 時から 2020 年 5 月 31 日 24 時までの期間で、観測された 1 時間降水量が 5 mm 以上であった場合を基準とした、前後 6 時間の PM2.5 濃度値の変化におけるコンポジット解析結果を示す。降水量が 5 mm 以上に達する前後 1 時間において、PM2.5 の濃度値の減少がみられる。また、4 時間後以降において、濃度値の上昇もみられた。

## 4. まとめ

2019 年 6 月から 2020 年 5 月の辻堂における降水量と PM2.5 の関係性を解析し、降水量が多くなるにつれ PM2.5 の濃度値が減少することが分かった。この結果を考慮すると、エアロゾルが雲との相互作用を介して、地上降水量へ影響を与えていることが示唆される。

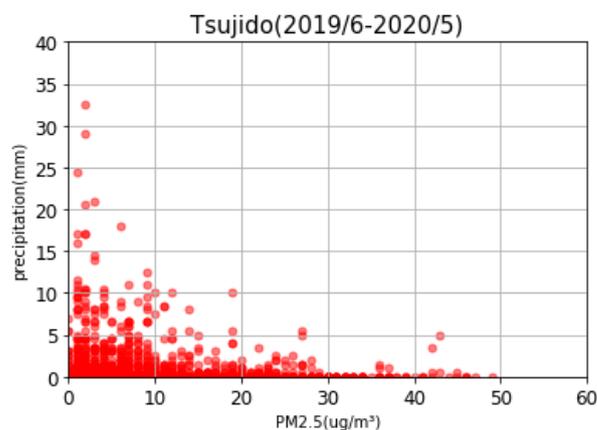


図 1 解析期間における 1 時間降水量（縦軸）と PM2.5 濃度（横軸）の散布図

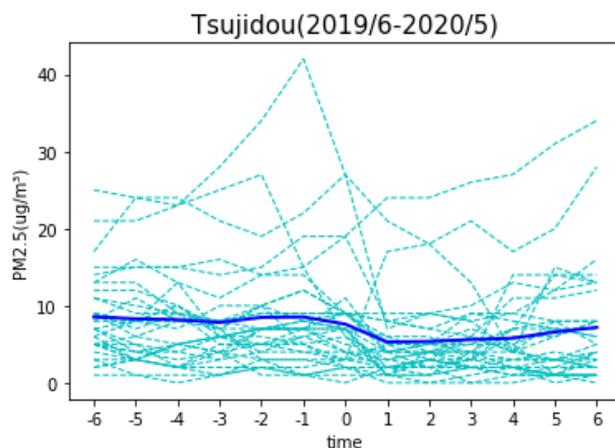


図 2 1 時間降水量が 5mm 以上の場合を基準とした前後 6 時間の PM2.5 濃度値の変化を示す。濃い青線が平均値（コンポジット結果）を示している。

## 参考文献

Textor, C. *et al.* 2006: Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1777-1813.

## マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)による積乱雲観測

## —2018年8月2日の孤立積乱雲の事例 その2—

\*川口航平(名古屋大学大学院環境学研究科), 額額丈晴, 高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

## 1. はじめに

本研究は高速3次元観測が可能なMP-PAWRを用いて、積乱雲の構造的特徴及び対流システム素過程の理解を目的とし、1つのケーススタディとして孤立積乱雲を解析した。対象とした事例は2018年8月2日15時頃、東京都港区付近で観測された孤立積乱雲である。当日は風が弱く、東京東部で単一セルのエコーが数個発生していた。また、館野の9時のラジオゾンデから0℃高度は5.5kmであった。

春季大会ではコアと地表面降水強度(R)に着目して解析をして先行研究[1]と同様な結果が得られたことを示した。今大会では主に粒子判別の結果と3次元風速場に注目して解析を行った。

## 2. 使用データおよび手法

本研究では、観測距離60km、仰角数114、時間分解能30秒のMP-PAWRのデータを使用した。また、水平風速場はMP-PAWRと千葉にて日本無線(株)が開発し、運用しているPAWRのデータを使用し、デュアルドップラー解析を行うことで算出した。発散場は水平風速から、鉛直速度はエコー下端を境界条件として上向きに発散を積分して算出した。

## 3. 結果

本研究ではレーダ反射因子が30dBZ以上の領域を降水コアと定義した。ファーストエコーから8.5分後にコアが出現(15:15:00)し、それと同時に地上降水(XRAIN)が観測された。反射因子差( $Z_{DR}$ )を見ると、3dBを超える領域が次第に落下し、地上降水が観測された時間に地上付近に到達していた。その8分後の地表面降水強度(R)が最大となる時間(15:23:00)でも $Z_{DR}$ が3dBを超える領域が地上に達していた。鉛直流の解析ではコアが出現した頃にセルの下部に上昇流があり、セルの上部の下降流と上昇流の境域(高度5km)にコアが存在していた。

続いて水平偏波のレーダ反射因子( $Z_h$ )、 $Z_{DR}$ 、比偏波間位相差( $K_{DP}$ )、偏波間相関係数( $\rho_{hv}$ )、温度(T)の5つのパラメータを用いてRain and Hail(RH), Wet Graupel(WG), Dry Graupel(DG), Ice Crystals(IC), Dry Snow aggregates(DS), Wet Snow aggregates(WS), Rain(RN), Drizzle(DZ)に分類した粒子判別[2]を行った。図1にセル内における粒子存在比の時間変化を

示す。ICやWGの割合が大きい時間帯では全層で上昇流が支配的であった。その後下降流が支配的になるとともにその割合は減少している。図2に高度別の支配的な粒子の時間変化を示す。ICやWSに着目すると、上空で発生、発達した粒子が10分ほどで地上に落下していることがわかる。

## 4. 今後の方針

今後は、MP-PAWRによって観測された各パラメータ、算出した水平風、鉛直速度から雲内部の時間変化をより詳細に明らかにし、考察していく。また、当日の別の時間帯など解析事例を増やしていきたい。

## 参考文献

- [1] Shusse et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 93, No.2, 215-228  
 [2] Kouketsu et al., 2015, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 32, 2052-2074

## 謝辞

MP-PAWRは、CSTIのSIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」によって開発された。国交省X-MPデータは国交省より提供されたものである。利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」:データ統合・解析システム(DIAS)の枠組みのもとで収集・提供されたものである。PAWRのデータは日本無線(株)より提供して頂きました。

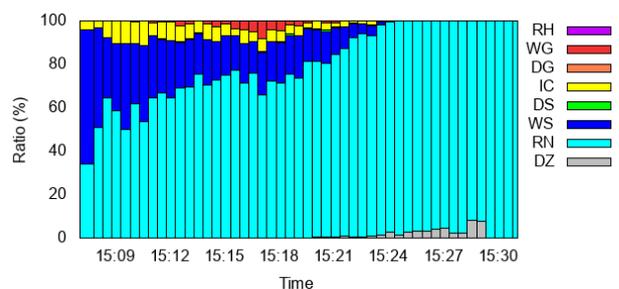


図1. セル内における粒子存在比の時間変化。

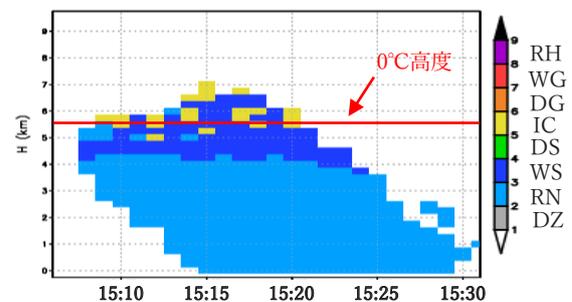


図2. 高度別の支配的な粒子の時間変化

## 近年の豪雨発生における湿潤絶対不安定層（MAUL）の役割

\*竹見 哲也・入江 健太・中 七海（京大防災研）・鶴沼 昂（気象庁）

### 1. はじめに

2019 年台風 19 号（令和元年東日本台風）は、東日本の各地で大雨をもたらし、洪水・氾濫・土砂災害など大規模な災害が生じさせた。平成 30 年 7 月豪雨と比べると、台風 19 号に伴う降雨の継続時間は短かったものの、時間雨量の強度はかなり強く、結果として東日本の各地で数 100 mm から 1000 mm 程度の大雨となった。箱根の観測点では、これまでの日雨量の国内の記録を更新した。さらに、2020 年 7 月には九州地方など全国各地で豪雨災害が発生した（令和 2 年 7 月豪雨）。

これほどの大雨が降った原因を気象学的に明らかにすることは、現象の発生メカニズムの理解のみならず現象の理解を通して気象予報の精度向上にも繋がるため、大事なことである。そこで本研究では、気象場の客観解析データを用いて、近年の大雨の発生メカニズムを探ることを目的とする。

### 2. 使用データおよび解析手法

降水データとして、解析雨量等を用いた。気象場の解析には、気象庁による高層気象観測データやメソ予報モデル（MSM）の初期値である解析値を用いた。MSM 解析値は、3 時間間隔の格子点データであり、メソスケールの環境場の解析に有用である。

大気の安定度や水蒸気量に係る指標により環境条件について調べた。日本の暖候期に発生する停滞性の降水系の環境場を調べた Unuma and Takemi (2016, QJ) の研究に基づき、環境条件の指標について調べた。さらに、Bryan and Fritsch (2000) が提唱した第 6 の安定性を示す大気層、湿潤絶対不安定層（英語の頭文字から MAUL）に着目して解析した。

なお、時刻はすべて日本標準時により示す。

### 3. 結果とまとめ

2019 年台風 19 号の解析結果について述べる。

対流圏の気温減率を調べたところ、湿潤断熱減率に近い数値であり、その点では不安定度は高くない。このことから、CAPE（対流不安定エネルギー）の値も特別大きなものではなかった。しかし、対流圏の下層から中上層に至る深い層において、相対湿度がほぼ 100% という極めて湿度の高い状況が形成されていることが分かった。この高湿度の状態は、南の台風 19 号と北の前線帯との間で形成され、豪雨が発生する前の時間から持続していた。極めて高い湿度の状況であったことから、可降水量は  $70 \text{ kg m}^{-2}$  を超えており、台風中心に近い範囲では  $80 \text{ kg m}^{-2}$  を超えていた（図 1）。

気温減率が湿潤断熱減率であって、相対湿度が 100% の状況は、湿潤絶対不安定である。MAUL とはそのような大気層のことである。図 2 は、2019 年 10

月 12 日 12 時における MAUL の厚さの分布を示す。台風 19 号に伴い、この MAUL が対流圏中層に形成されていることが分かる。各時刻での分布を見たところ、この MAUL 層が持続していたことが分かった。

湿潤絶対不安定層を含む大気層が、関東山地など地形影響によって強制的に上昇し、絶対不安定であることからその大気層においてすぐさま不安定が解消されるような運動が生じ、結果として対流活動が強化されると考えられる。MAUL の下端高度を調べたところ、概ね 4.5 km 以下であり、場所によっては 2 km 以下にまで下がっていた。一方、丹沢・関東・越後などの山地の標高は 1.5~2.5 km 程度である。したがって、山地による強制上昇は MAUL を押し上げるように作用し、不安定が容易に発現することになる。この MAUL が形成・維持され、波状のように台風 19 号から東日本に押し寄せたため、大雨に繋がったと考えられる。

令和 2 年 7 月豪雨など近年の豪雨事例においても、MAUL 層の存在が確認できた。これらの解析結果についても講演で発表する。

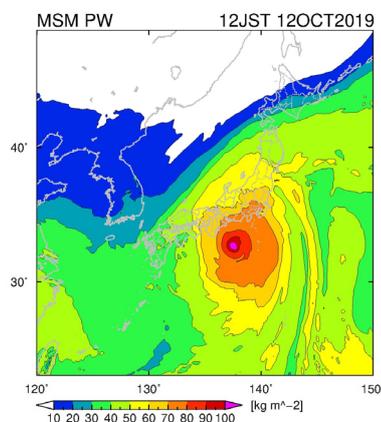


図 1：2019 年 10 月 12 日 12 時における可降水量 ( $\text{kg m}^{-2}$ )。

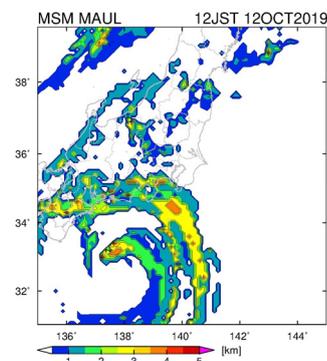


図 2：図 1 と同じ、ただし MAUL の厚さ (km)。

# 東京及び埼玉において夏季高温日午後に発生した局地的大雨の水平挙動について

\*後藤悠介, 佐藤尚毅 (東京学芸大)

## 1. はじめに

東京をはじめとした関東地方における夏季高温日に発生した局地的大雨については、地上風系との関わりについて多く研究されてきた（藤部ほか, 2002; Fujibe, 2003; 岡ほか, 2019）。しかし、このような局地的大雨の水平方向の挙動については議論が少ない。戸祭ほか（2017）では、夏季関東地方における局地的大雨の経路について、AMeDASの降水量データから最大値をもつ地点を局地的大雨の中心位置として抽出し、中心位置同士を結んでいき、局地的大雨の経路を調べたが、AMeDASは約17km間隔に設置されており、詳細に経路を特定するのは容易ではないと考えられる。本研究では、気象庁の全国合成レーダーの10分値を用いて、東京および埼玉において発生した夏季高温日午後に発生した局地的大雨の水平挙動について、降水の最大値が抽出された地点がどの方向に移動したか、数値的なアルゴリズムを作成し、定量的に評価した。

## 2. 解析方法

解析対象年は2010年から2019年の10年間、解析対象月は5月から9月とした。夏季高温日の局地的大雨を抽出するために、AMeDASの観測データを用いた。降雨開始は12時以降21時以前、降雨終了は24時以前とし、20mm/h以上の降水が東京又は埼玉のAMeDASで観測され、かつその日のAMeDASで観測された最高気温が30°Cを超えていることを条件とした。但し、東京で20mm/h以上の降水を観測した場合は東京のAMeDASで30°C以上、埼玉で20mm/h以上の降水を観測した場合は埼玉のAMeDASで30°C以上を観測している必要があるとした。

着目すべき降水について、全国合成レーダーの最大値を抽出する際には、隣り合った9つの格子点の平均値が最大になる場所を最大降水地点とした。また、最大降水地点の移動方向については、30分ごとのデータについて、球面三角法を用いて計算した。

また、前線の影響が大きいと考えられた場合は解析対象外とした。具体的には、関東地方に寒冷前線又は停滞前線があり、かつ東京及び埼玉のAMeDASの観測地点の半数以上（12地点以上）で5mm/day以上の

降水が観測された場合を除外した。

## 3. 結果

夏季高温日午後局地的大雨が発生したのは94日あった。このうち12日は前線性と認められたので解析対象外とし、解析対象日は82日となった。また、この82日のうち15日は2つの異なる方向へ降水域が移動したので、結果的に解析対象は97事例となった。

水平挙動についての頻度分布は図1に示した通りとなった。戸祭ほか（2017）と比較して、E成分を持った事例が多くなったのは類似しているが、真東に進んだものは本研究の方が多くなっており、W成分を持っている事例は本研究の方が少なくなった。

## 4. 課題

降水域の移動は、降水をもたらす雨雲の水平挙動が関係しており、上層の風の影響を受けていると考えられる。しかし、降水極大の移動方向と上層の風向が必ずしも完全に一致するわけではないので、高層気象観測データやウィンドプロファイラデータを用いて、より詳細な解析を進めていきたい。

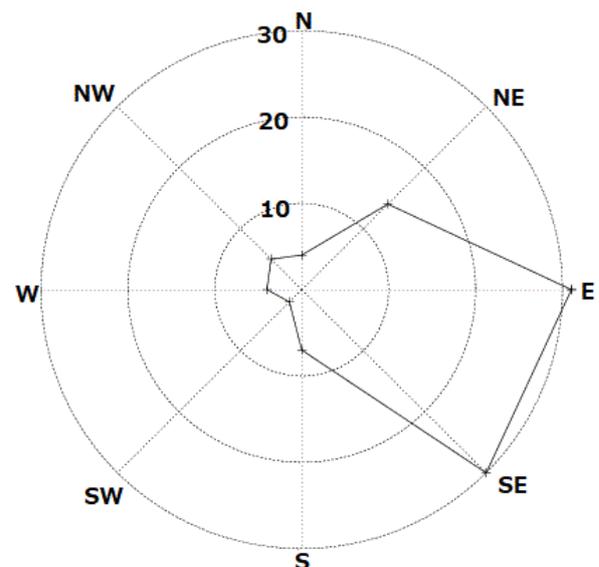


図1 局地的大雨の水平挙動の頻度分布  
例えばEは東へ局地的大雨が移動していった回数を示している。

## 線状降水帯インデックスと高頻度積算雨量予測情報を用いた線状降水帯の自治体実証実験

清水慎吾\*・加藤亮平・平野洪資・前坂剛・下瀬健一・岩波越（防災科研）

山路昭彦・安部智彦・齊藤洋一・増田有俊・齋藤泰治・早坂祐一・片山勝之・米島渉（日本気象協会）

清野直子・廣川康隆・瀬古弘・吉田智・永井智広・酒井哲（気象研）・白石浩一（福岡大学）・中川勝広（NICT）

### 1. 本研究の目的

戦略的イノベーション創造プログラム(第2期 SIP)「国家レジリエンス(防災・減災)の強化」の「線状降水帯の早期発生及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究」(代表 防災科研 清水慎吾)は、半日程度前に線状降水帯の発生ポテンシャルを予測する手法の開発と、水蒸気観測技術開発とそれを用いた2時間先の雨量予測技術開発を行っている。半日前の予測情報は市町村の早期災害対応の効率化に、2時間先の予測情報は避難エリアの絞り込みに役立てることを目指している。2020年度から九州地方に様々な水蒸気観測網の整備を進め、更なる雨量予測の精度向上を目指している。2019年から九州の9つの自治体と実証実験を行い、自治体のニーズに即した開発および精度検証を行っている。

### 2. 実証実験の概要

線状降水帯の発生の可能性をレベル化した線状降水帯インデックス(加藤,2016)を用いて、朝9時および夕方16時に、半日先までに1回でも発生の可能性がある自治体に自動的にメールで注意喚起を行う実験を行っている。メールを見た自治体職員は、半日先までの線状降水帯インデックスの1時間毎の時間変化をウェブで閲覧することができる(図1)。過去の線状降水帯インデックスの精度検証では、見逃しが1割、空振りが約9割で、見逃さないことを重視した指標となっており、運用において工夫が必要で、時空間変動よりも、「夜間や日中に1回でも自治体周辺で発生する可能性があるかどうか」という粒度で情報の活用を検討している。半日前に線状降水帯の発生を特定することは非常に困難であるが3時間前から現在までのレーダ雨量情報と2時間先の予測雨量情報を用いて、線状降水帯の位置の把握に挑戦している。

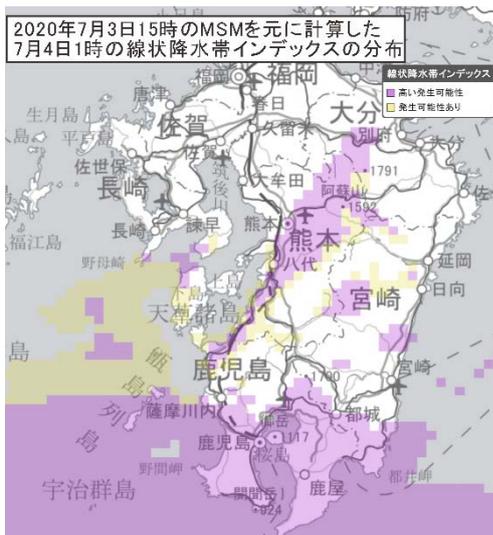


図1: 2020年7月3日15 JSTを初期値とする7月4日01 JSTの線状降水帯インデックスの分布。黄色が可能性あり、紫が高い可能性を示す。02-03JSTに熊本県南部に可能性が顕著になる。

### 7月4日0時40分のレーダ画像

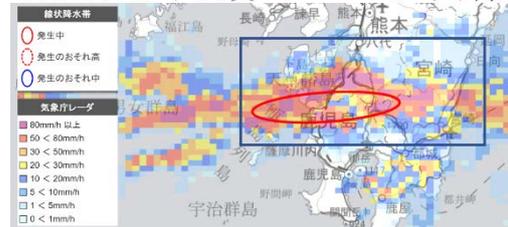


図2: 2020年7月4日00:40 JSTにおける降水強度と線状降水帯の自動検出結果。赤い楕円は過去3時間積算雨量で線状降水帯の発生を捉えた領域を示す。青い領域が図3の描画範囲を示す。

自治体にはレーダ画像と過去3時間積算雨量に基づく線状降水帯自動検出結果を5分毎にリアルタイムで配信している(図2)。線状降水帯対策の問題の一つに現況把握の難しさがある。自動検出により、現在の雨の状況と線状降水帯の位置関係を同時に把握できる。今年度からは、さらに2時間先までの3時間積算雨量を10分毎に予測し、自治体へ配信する実験を行っている。2時間先の雨量予測と過去1時間の積算雨量によって3時間積算雨量を予測している。得られた3時間積算雨量を過去の雨量統計から再現期間に変換し、数十年に一度の雨が降るかどうかを示す(図3)。今後、水蒸気ライダーの同化インパクトも検証する予定である。

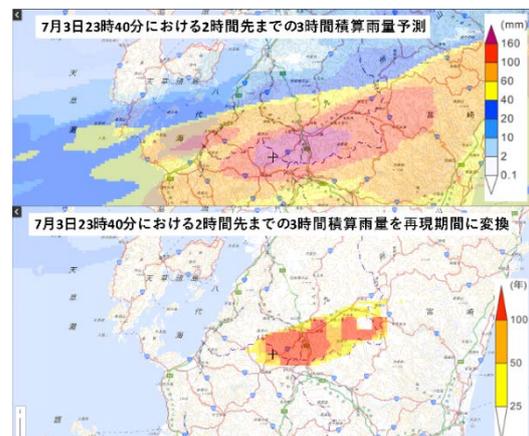


図3: 2020年7月3日23:40 JSTにおける2時間先までの3時間積算雨量(上)とその再現期間(下)。熊本県南部に数十年に一度の雨量の発生を自動検出より1時間前に予測できた。

### 3. まとめ

線状降水帯の観測・予測システムを開発し、半日前と2時間前の予測情報と積算雨量に基づく現況把握により、線状降水帯のハザードを可視化させ、自治体との実証実験で精度を検証した。プロジェクト全体の成果を学会で報告する。

謝辞: 本研究は「SIP 国家レジリエンス(防災・減災)の強化」線状降水帯の早期発生予測及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究の一環として行われました。

## 梅雨前線帯擾乱の雲・降水日周期に与える雲放射効果の影響

\*山下 堯也, 岩渕弘信, 岩崎俊樹 (東北大院理)

## 1. はじめに

雲・降水の日周期を引き起こすメカニズムは、上層雲の放射加熱や海陸風循環など多岐にわたる (Yang and Smith, 2006). パラメタリゼーションの改善などを通して正確な天気予報を実現させるためにも、そのメカニズムの解明は必要不可欠である. 南西諸島付近では、6月に梅雨前線による多量の降水が生じると共に、昼前にピークを持つ顕著な降水日周期が広範に現れる (Minobe and Takebayashi, 2015). このメカニズムについて、多くの先行研究では大規模な循環の日変化によって駆動される効果を取り上げている (Kanada *et al.*, 2015; Park *et al.*, 2016). しかし、熱帯外洋で朝方に対流が活発化する要因として言及される、上層における夜間の放射冷却による不安定化の効果 (Randall *et al.*, 1991) が雲・降水日周期に及ぼす寄与はわかっていない. そこで本研究では、太陽放射の日周期による雲・降水日周期の影響について明らかにするため、数値モデルで感度実験を行った.

## 2. 対象事例とモデルによる再現手法

本研究では、奄美大島から沖縄本島にかけて梅雨前線が停滞し、昼前を降水ピークとする典型的な降水日周期が見られた、2019/6/18 9:00 [JST]から 2019/6/24 9:00 [JST]の期間を対象事例とした. 図 1 のように東西 900 km, 南北 800 km の領域を設定し、非静力学モデル JMA-NHM を用いて水平解像度 2 km で数値計算を行い、対象事例を再現した. 初期・境界値には、MSM-GPV (100-1000 hPa)と GSM-GPV(10-100 hPa)を用いた. 積雲対流スキームは用いず、部分凝結を考慮して雲放射計算を行った (以下 control 実験). この数値計算の結果は、ひまわり 8 号の輝度温度や IMERG など、観測の雲・降水日周期をよく再現していた.

## 3. 感度実験デザインと解析手法

上層雲における短波放射加熱の日周期に伴う雲・降水の日周期への影響を調べるため、control 実験における太陽天頂角の余弦を、時刻毎の計算値から固定値 (0.358) に変更して数値実験を行った (constRad 実験).

日周期の振幅や位相は、フーリエ展開における 24 時間成分を用いて計算した. その際、初期時刻から 12 時間をモデルのスピンアップとして棄却し、6 日間 (6/18 21:00 [JST] - 6/23 21:00 [JST]) のデータを使用した.

## 4. 結果と考察

両実験における静的安定度の変化を調べるため、温位の日振幅の高度分布を計算した. control 実験ではその振幅が高度 7 km 以上で大きく、その値は高度 10 km 付近で 1 K となった. この結果を constRad 実験と比較すると、constRad 実験では高度 7-12 km で振幅が弱まり、その割合は control 実験の最大 50%程度に達した. このことから constRad 実験では、対流圏上層を中心に静的安定度の日周期を弱めていたことがわかる.

しかし、その変化に伴う雲・降水への応答は小さかった. 南西諸島の西側にあたる黒潮流域付近に計算領域を設定し、降水の日振幅を計算すると、control 実験では 0.74 mm/h, constRad 実験では 0.70 mm/hr と、その差は数%であった. ピーク時刻を計算すると、両実験とも 10 時過ぎとなり、constRad 実験の方が 10 分程度先行していた. 厚い雲 (鉛直積算雲水量と雲氷量の和が 1 kg/m<sup>2</sup>を超える部分) の出現頻度に対しても同様に日振幅とピーク時刻の差を計算した. すると、振幅の差は数%程度であったが、両実験におけるその大小関係は、降水の時と逆転していた. 一方ピーク時刻は、降水の時と同様に constRad 実験が先行しており、その差は 2 時間であった.

以上の結果から、本領域における雲・降水の日周期は、太陽放射の日周期による上層での静的安定度の変化の効果だけでは説明がつかないことが分かった. 大規模場の力学的な影響が強いとみられ、今後はこの影響について確認を行う. また、雲量の計算方法による放射冷却の感度も調べる必要がある.

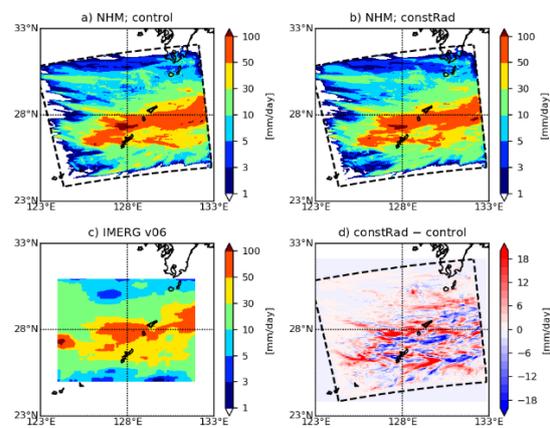


図 1 対象事例における (a-c) モデル、観測の日平均降水量と (d) 感度実験間の差分. 黒点線は数値実験の再現領域を示す.

# 凌風丸による 2020 年梅雨期東シナ海ゾンデ観測

\*小司 禎教, 清野 直子 (気象研究所),

\*SHOJI Yoshinori, SEINO Naoko (Meteorological Research Institute)

## 1. はじめに

2020年6月27日～7月5日の間、東シナ海で凌風丸（気象庁海洋気象観測船）による6あるいは12時間間隔で高層ゾンデ観測を実施いただいた。ここでは速報値による解析結果を報告する。得られたプロファイルからは梅雨前線の南北移動に伴う大気構造の変化を得ることができた。前線の南側では北側に比べ、5kmより下層で相対的に南西風が強く、また水蒸気混合比が対流圏上層まで多い。総じて前線南側で水蒸気フラックスが顕著である。前線南側では高度5kmまでの気柱相対湿度（5kmまでの可降水量PWVと、5kmまで全層飽和と仮定したPWVの比(%)）が90%程度であった。SSI、K-index、CAPE、PWVなど各種安定度関連の数値は、南側で相対的に大きい、顕著な値ではなかった。

## 2. 観測概要

凌風丸は6月25日、鹿児島を出港し、27日よりE127.7、N32付近（図1黄丸）で7月5日までの9日間で24回のゾンデ観測を実施した。観測高度は10.1～25.6kmと、全ての観測で10kmまでの大気状態を得ることができた。地上天気図で見ると、期間中6回ほど前線が凌風丸上を通過した（6/27～28南下、6/29北上、6/30南下、7/3北上、7/3～4南下、7/5～6北上）。期間後期の7月3日には令和2年7月豪雨が発生した。

## 3. 気温、風、水蒸気の鉛直構造

図2にゾンデ観測による時間鉛直断面を示す。前線の南側に位置する場合、高度9km程度まで水蒸気量が相対的に多い他、最下層まで相対的に強い西から南西風が吹いており、高い水蒸気フラックスが示唆される。

## 4. 安定度指数等

図3には、SSI、K-index、及び海面から5km高度までの気柱相対湿度の時系列を示す。前線南側ではSSI最小が-2℃、K-index最大40℃、気柱相対湿度は90%前後であった。図には示さないがCAPE最大は、6月29日14時半放球の1293(J/kg)、PWV最大は6月27日20時半放球の67.5mmであった。

## 5. 謝辞

本研究は、科研費17H00852、17H02964、20H02420の支援を受けました。

ご協力いただいた皆様に心より感謝申し上げます。

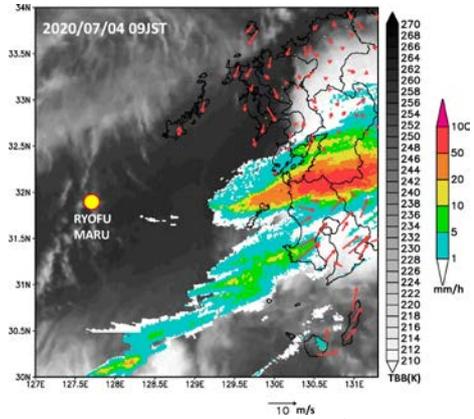


図1 丸印：期間中の大まかな凌風丸ゾンデ放球位置。カラーシェード：2020年7月4日9時の前1時間降水量（気象庁解析雨量）。グレイシェード：ひまわり8号バンド10による輝度温度。ベクトル：AMeDASによる風。

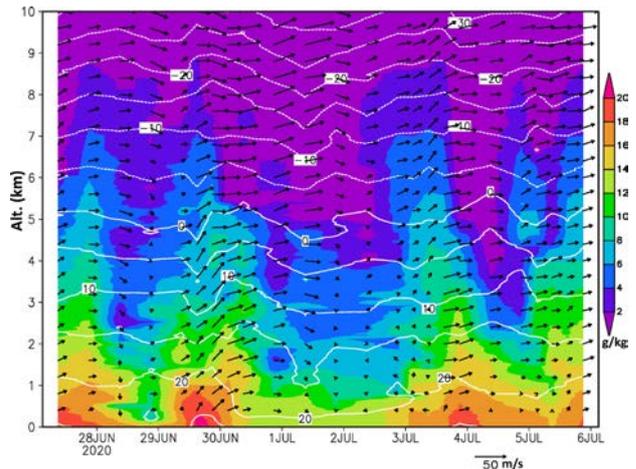


図2 高度10kmまでの時間鉛直断面。水蒸気混合比（シェード）、気温（等値線）、水平風（ベクトル）。

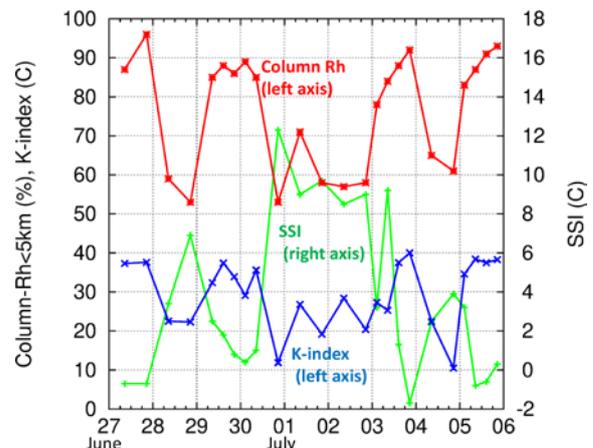


図3 各種指数の時系列。(赤) 高度5km以下の気柱相対湿度（左軸）、(青) K-index（左軸）(緑) SSI（右軸）。

## 2020年7月4日に熊本県南部に大雨をもたらした 降雨域の時間変化と微細構造

\*前坂 剛・三隅 良平・下瀬 健一・櫻井 南海子・大東 忠保  
平野 洪賓・清水 慎吾（防災科研）

### 1. はじめに

2020年7月4日未明、熊本県南部に梅雨前線に伴う降雨が数時間停滞し、球磨川流域を中心に大規模な浸水被害や土砂災害が発生した。熊本県人吉では最大24時間雨量が歴代1位(410.0 mm)となるなど、熊本県南部では各種雨量指標の再現期間が50年を超えるような希な大雨が南北幅40 km程度の帯状の領域に集中した。本研究では国土交通省 XRAIN の降雨強度データ(250 m メッシュ, 1分更新)や気象庁による気圧観測のデータを用いて、この降雨帯の停滞メカニズムや、微細構造を調査した。

### 2. メソ低気圧と降雨域の南北移動

気象庁の地上天気図には、降水が熊本県南部に停滞していた時間帯前後に、九州周辺で梅雨前線上のメソ低気圧が解析されていた(図省略)。このメソ低気圧と降雨域の位置関係を調べるために、気象庁による気圧観測のデータを解析した。図1aは牛深、人吉、宮崎における海面気圧の時系列を示している。およそ03 JST頃に牛深、06 JST頃に人吉、09 JST頃に宮崎で最低気圧が観測されていることから、この低気圧が九州を横断するのに6時間程度の時間がかかっており、移動速度は25 km/h程度とやや遅めであった。

図1bは東経131.5°から131.6°の間の降雨強度の時間-緯度分布を示している。牛深や人吉で気圧が低下していた4日02 JSTより前の時刻ではメソ低気圧の中心は九州の西にあると考えられ、その期間中、降水域は北上していた。一方、これらの気圧が上昇に転じた07 JST以降、メソ低気圧の中心は人吉の東にあると考えられ、その期間中、降水域は南下した。これらの動きは一般的な低気圧と前線の動きと一致する。しかし、気圧の低下と上昇していた時間の間に明瞭な極小値が見られず、1004 hPa程度の気圧が5時間程度維持されており、この期間中に降雨域は停滞していた。

### 3. 降雨域の微細構造

図2aは降水域が停滞していた4日0400 JSTから0500 JSTの1時間積算雨量を示している。南北幅60 km程度の降雨帯の中に、南西-北東の走向を持つ線状のパターン(破線で示す)が見られ、この積算期間中である0424 JSTの降雨強度の分布(図2b)を見ると、このパターンは、南西-北東の走向を持つ積乱雲列(線状降水帯)に対応していた。

### 4. まとめ

熊本県南部に大雨をもたらした降雨域の停滞は、梅雨前線上のメソ低気圧の通過に伴い発生しており、中心部付近が通過する約5時間の間、海面気圧はほぼ一定であった。この一定な気圧の成因に関して、降水システムの影響は否定できないが、このことからメソ低気圧の中心付近の気圧傾度が小さかったことが示唆され、降雨域を南北に移動させるような外力が働きにくい状態だったと考えられる。また、積算雨量は東西に延びる幅50 km程度の帯状に分布していたが、その内部では南西-北東の走向を持つ線状降水帯が多く見られた。

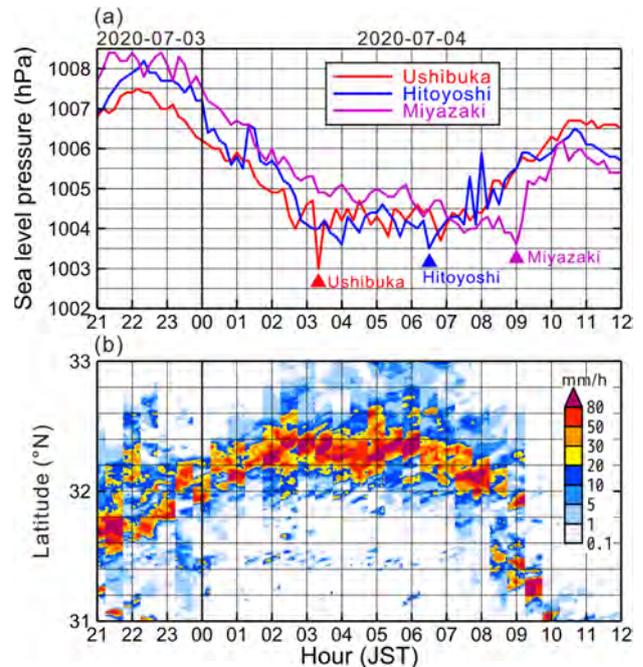


図1 a) 2020年7月3日21 JSTから翌日12 JSTまでの気象庁の観測所(牛深・人吉・宮崎、位置は図2に示す)における海面気圧の時系列。三角印はそれぞれの観測所で最低気圧を観測した時間を示す。b) 同期間における国土交通省 XRAIN による降雨強度分布の時間-緯度分布。東経131.5°から131.6°の範囲(図2に示す)の降雨強度分布を短冊状に並べて表示している(30分毎)。

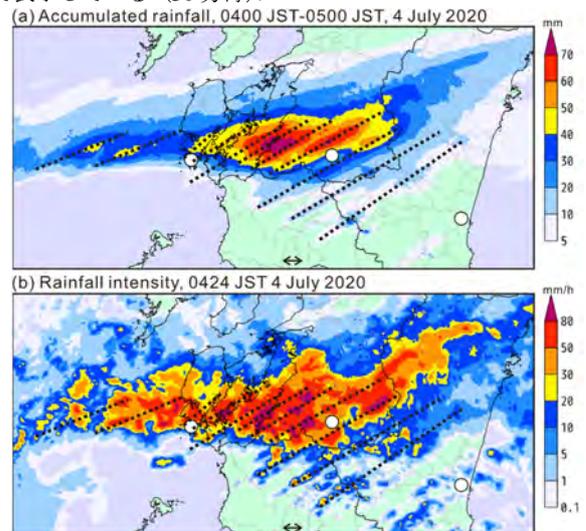


図2 a) 2020年7月4日0400 JSTから0500 JSTの間の XRAIN 1時間積算雨量の分布、および、b) 0424 JSTにおける XRAIN 降雨強度分布。白丸は図1aの観測所の位置を西から牛深、人吉、宮崎の順に示し、両矢印は図1bの経度範囲を示す。破線は(a)における積算雨量の線状の分布の位置を示す。

# 対馬海峡付近で発生・発達したポーラーロウの解析

\*鈴木雄斗, 川村隆一, 川野哲也, 望月崇 (九大院・理)

## 1. はじめに

2020年度気象学会春季大会 ([1] 鈴木ほか, 2020) では, 2011年2月11日と14日にいずれも中国地方に上陸したポーラーロウ (以下 PL とする) について解析をし, 前者を Case 1, 後者を Case 2 とした. これらの事例では, 日本海の下層北東風と黄海から吹き込む北西風により朝鮮半島東岸に形成された収束帯付近で PL が発達した. Lee et al. (1998) [2] では, 日本海上に伸びる収束帯 (JPCZ: Japan Sea polar air mass convergence zone) が PL に重要である事が述べられており, 本事例での収束帯形成要因の一つである日本海の下層東風場の原因を調査した.

総観場の影響を評価するために Piecewise PV inversion (PPVI) (Davis and Emanuel 1991 [3]) 解析を行った. PPVI の結果によると, Case 1 において PL の発達初期段階では, 日本海の東風偏差場に対して九州の南に位置する南岸低気圧の影響が大きかった. 一方で Case 1 の PL 最盛期では, 朝鮮半島南部に南下してきた上空の寒気の影響が大きかった. また Case 2 の発達初期においては, 西回りで朝鮮半島に流れ込んだ上空の寒気と大陸に位置している下層寒気が日本海上の東風偏差場の主な要因となっており, 最盛期にも上層の影響が継続した. なお Case 1 の結果は Watanabe et al. (2018) [4] で記述された特徴とは異なっていたが, Case 2 の結果はその記述と整合的であった.

## 2. 数値シミュレーション

前述のように, 本事例では PL の発達に下層収束帯が重要であったと考えられる. JPCZ 形成には朝鮮半島の北に位置する長白山系の障壁効果が大きな役割を持つとされている (Nagata et al. 1991 [5], Shinoda et al. 2020 [6]ほか). したがって本事例の PL 発達に対する朝鮮半島周辺の山岳の寄与を調査した. また, PPVI の結果から南岸低気圧がもたらす循環も PL に影響を与えている可能性があるため, 日本列島の地形の影響も調査した.

### 2.1 モデル設定

本研究では領域気象モデル WRF を用いた. 初期値, 境界値には NCEP FNL と, MANAL を使用した. 2つの計算領域を設け, 水平解像度はそれぞれ 4 km と 2 km の2つのドメインを 2 way nesting した. 積分時間は Case 1 では 10日 00UTC から 12日 00UTC, Case 2 では 13日 00UTC から 14日 18UTC とした. その結果, 2つの PL は概ね再

現できていた. これを CTL run とする. また地形改変実験として長白山系と朝鮮半島の山地を全て除去した MOD1 run, 朝鮮半島の山地のみを除去した MOD2 run, 日本列島の地形を除去した MOD3 run を実行した.

### 2.2 結果

MOD1 run では, CTL run と同様に両事例とも PL の初期渦が形成された (図 1a,b). これは長白山系だけでなく, 1節で述べた周辺的环境場も PL 発生に重要であったことを示している. しかしその後, CTL run と比べると, 北風成分がより強まっており Case 1 の PL は衰弱しながら上陸した (図 1c,d). 同様に Case 2 でも PL の発達は抑制された. MOD2 run では, 両事例とも PL は発生したが, 中心の SLP は CTL run より高い傾向にあった. MOD3 run においては, Case 1 では CTL run よりも中心の SLP は低下したが, Case 2 ではほとんど差がなかった. これらの詳細な結果については当日に報告する.

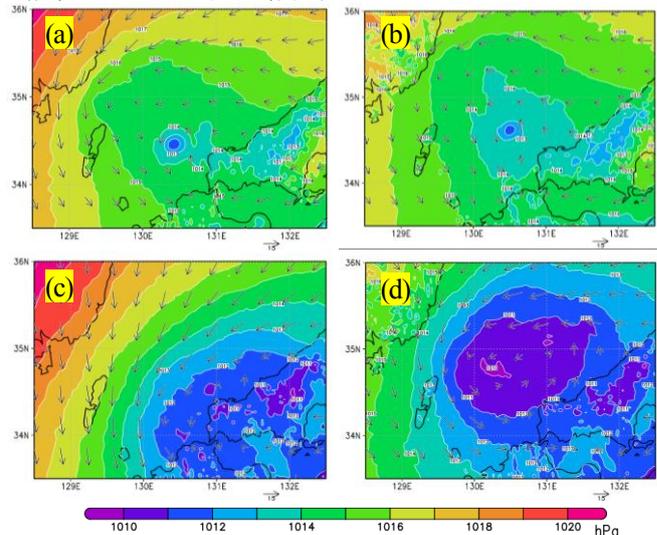


図1: モデルで再現された Case 1 の PL 周辺の SLP (hPa) と 975 hPa 面の水平風ベクトル (m/s). (a) 11日 00UTC, ただし MOD1 run. (b) CTL run における同時刻. (c) 11日 08UTC, ただし MOD1 run. (d) CTL run における(c)と同時刻.

### 参考文献

- [1] 鈴木ほか, 2020: 日本気象学会 2020 年度春季大会予稿集, P127
- [2] Lee et al. 1998, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2305-2329.
- [3] Davis and Emanuel 1991, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953.
- [4] Watanabe et al. 2017, *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 985-1004.
- [5] Nagata et al. 1991, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 419-428.
- [6] Shinoda et al. 2020, *Int J Climatol.*, <https://doi.org/10.1002/joc.6713>

# レーダー画像を用いた線状降水帯の客観的抽出と統計的特徴

\*吉田尚紀, 坪木和久 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

## 1. はじめに

日本国内における河川氾濫・土砂災害などの豪雨災害の原因の一つに線状降水帯が挙げられる。線状降水帯は移動速度が小さく長時間同じ場所に停滞するため、総雨量が大きくなり災害を引き起こす。その危険性をレーダー画像から客観的に検出するため、多くの線状降水帯の特徴を理解する必要がある。

一方、線状降水帯による災害特性は、その土地の地形・水系に左右され、同じ線状降水帯でも場所によって変化する。しかし、ここではまず地形・水系を考慮せず、災害をもたらす線状降水帯ともたらさないものを区別するためのパラメーターの特徴を調べる。

これまでに降水量が降水強度と継続時間に依存することが明らかにされている[1]。そのため、これまで起きてきた多数の線状降水帯について降水強度、継続時間を含むパラメーターを用いることで線状降水帯の特徴を捉えることができると考えられる。

本研究の目的は、多くの事例の中から線状降水帯の持つ複数のパラメーターによる分類を行うために、線状降水帯の持つ特徴を明らかにすることである。以降、団塊状の降水システムもアスペクト比1の線状降水帯として考慮する。

## 2. 使用したデータ・方法

多くの線状降水帯を客観的に抽出するため、気象庁のレーダー画像から線状降水帯の抽出を行った。

解析期間は2008年から2019年までの5月から12月と、2020年の5月から7月である。また、解析領域はN22°-46°, E122°-147°である。以下に線状降水帯の抽出方法を記述する。

はじめに、全レーダー画像から「非常に激しい雨」に対応する降水強度 50mm/hr 以上で、連続している領域を矩形で近似する。次に、矩形の面積が 200km<sup>2</sup>以上のものを線状降水帯として抽出する。さらに、抽出された各線状降水帯の時間的・水平的連続性を考慮し、条件を満たした線状降水帯について1つの事例と判断する。また、アスペクト比を矩形の長辺と短辺の比から算出する。以下の結果では、降水強度 50mm/hr 以上の領域に対して線状降水帯を抽出していることに注意する必要がある。

例として、図1に線状降水帯抽出前のレーダー画像(左)と抽出後のレーダー画像(右)を示す。

## 3. 結果

上記の方法で線状降水帯を抽出した結果、1年あたりおよそ1000事例の線状降水帯が確認された。一方、年ごとによる発生数の大きな違いは確認できなかった。また、それぞれの線状降水帯について継続時間、アスペクト比を調べ、頻度分布を作成した。頻度分布から、継続時間10-20分の事例が最も多く、継続時間60分以上の長時間持続する事例は全体の5%程度とまれであることが明らかになった。また、アスペクト比2以上の事例は全体の20%程度で、線状の事例も同様にまれであることが明らかになった。また、最大継続時間は300分、最大アスペクト比は4.7であった。

## 4. まとめ

線状降水帯の特徴を統計的に明らかにするため、気象庁のレーダー画像から降水強度 50mm/hr 以上の領域に対して線状降水帯を抽出し、それらから線状降水帯事例を抽出した。またその線状降水帯の持つ複数のパラメーターから特徴を調べた。今後は降水強度、移動速度についても特徴を調べ、それらの結果を用いて線状降水帯の分類を行う。

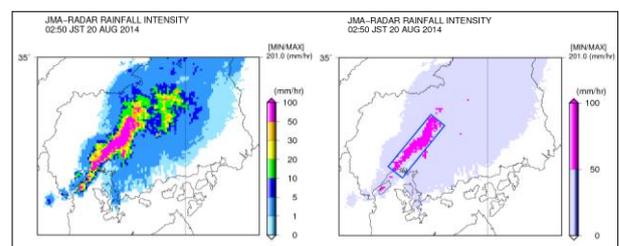


図1 線状降水帯抽出前のレーダー画像(左)と抽出後のレーダー画像(右)。降水強度 50mm/hr 以上の線状降水帯が矩形で抽出される。

## 参考文献

- [1] Doswell, C. A., III, H. E. Brooks, and R. A. Maddox, 1996, Wea. Forecasting, **11**, 560-581.

# 平成 30 年 7 月豪雨における豪雨域上流から移動する気塊の経路上の水蒸気量の変化と降水量の関係

\*神谷明住香・篠田太郎・加藤雅也・金田幸恵・関庚夕・坪木和久  
(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

## 1. はじめに

平成 30 年 7 月豪雨では 7 月 5 日から 7 日にかけて西日本の広い範囲で記録的豪雨が発生した。このとき大気は東シナ海付近の対流活動により下層から中層まで深く湿っていた[1]。この事例の再現、及び豪雨域の上流である南西諸島周辺の相対湿度を変化させる感度実験を行い、降水量と降水の水平分布の変化を調べたところ、下層の水蒸気量を減少させた実験で四国南東部の降水量が顕著に減少することを示した[2]。しかしながら、気塊が南西諸島から四国に移動する過程で水蒸気量の鉛直分布が変化した可能性も考えられる。そこで本稿では、気塊が移動する過程での水蒸気量の変化について主に海面からの潜熱フラックスに着目して考察する。

## 2. 研究手法

事例の再現実験(CNTL)、及び感度実験は雲解像モデル CReSS を使用した。水平解像度は 2 km、鉛直層数は 65 である。計算期間・計算領域は前回の予稿を参照されたい[2]。大気の初期値・境界値は気象庁 MSM GPV を用いた。感度実験は、降水域から後方流跡線解析を用いて降水域の気塊の起源となる領域(図 1 の水色で示される)を推定し、その領域の初期値・境界値の相対湿度を、鉛直全層(T-10)、高度 2-5 km (M-10)、高度 0-2 km (L-10)でそれぞれ 10%減少させた。今回、移動する気塊の変質の影響を考えるために、後方流跡線解析により示される気塊の起源となる領域から四国南東部に至る経路の一つを選び、経路上での各時刻の点を中心とした 20×20 格子の範囲で可降水量、海面からの潜熱フラックス、高度毎の水蒸気混合比を平均し、解析を行った(図 1)。

## 3. 結果・考察

経路上での海面からの潜熱フラックスを見ると、一部の時間を除き CNTL・M-10 の結果に比べて L-10・T-10 の結果で系統的に大きな値となっている(図 2)。これは L-10・T-10 では下層の水蒸気量が少なく、海面から活発な潜熱供給が行われているためであると考えられる。一方、経路に沿った可降水量の値は CNTL・M-10 の結果と比較して L-10・T-10 の結果では、経路の初めから終わりまで常に小さい。経路上での高度毎の水蒸気混合比の比較でも、同様の傾向がみられた(図略)。この結果から、下層の水蒸気量を減少させた実験(T-10・L-10)では、海面からの潜熱フラックスによる下層への水蒸気の供給が CNTL・M-10 と比較して多くなされているが、その量は気塊の起源の領域での水蒸

気量の減少を十分に補償するものではないと考えられ、起源の領域における水蒸気量の差が四国南東部の降水量に大きな影響を及ぼしていたと考えられる。

したがって今回の実験において、南西諸島から四国に移動する過程での海面からの潜熱フラックスによる水蒸気の鉛直分布への影響は小さかったと考えられ、東シナ海付近での対流活動による水蒸気の供給が四国南東部での降水にとって重要であったと考えられる。

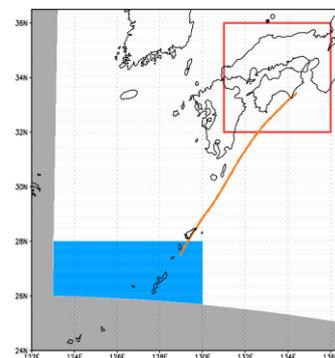


図 1 橙線が解析に使用した後方流跡線解析の経路(4 日 23 UTC~4 日 09 UTC)、赤枠内が降水域、水色が後方流跡線解析により推定した気塊の起源となる領域を表す。

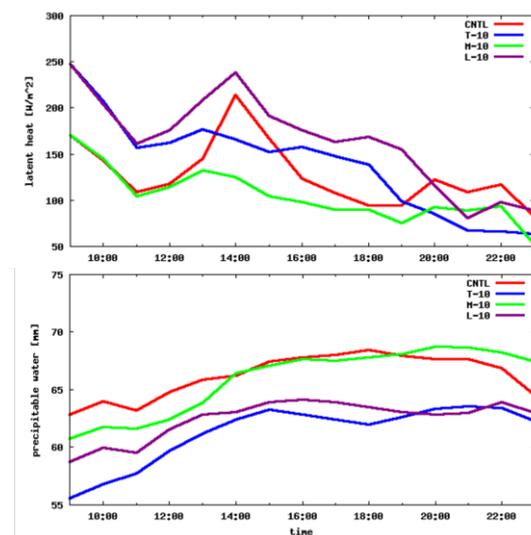


図 2 各時刻の経路上の海面からの潜熱フラックス  $[W/m^2]$  (上)と可降水量  $[mm]$  (下)。赤線が CNTL、青線が T-10、緑線が M-10、紫線が L-10 を示す。

参考文献

[1] 気象庁, 2018, 「平成 30 年 7 月豪雨」及び 7 月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について

[2] 神谷他, 2020, 日本気象学会春季大会予稿集, P128.

# 領域気象モデルを用いた線状降水帯への RKW 理論の適用可能性

\*大屋祐太 (北海道大学大学院工学院), 山田朋人 (北海道大学工学研究院),

## 1. はじめに

メソβスケール線状降水系は、降水系の走向や降水域の広がり方、対流セルの発生から消滅までの過程からスコールライン型とバックビルディング型に分類される。線状降水系に対し直交方向に降雨域が進むスコールラインの発達と構造維持は、冷気外出流と環境風の鉛直シアの関係から議論可能であり、数値シミュレーションによって示されてきた。特に降雨によって発生した密度流に伴う循環を水平風のせん断が打ち消す過程を観測やシミュレーションから理論を展開した Rotunno らの理論[1]はRKW理論と呼ばれている。Bryanらは複数の数値シミュレーションによってスコールラインの直交断面に対して、同理論の定量的な適用を示し[2]、環境風のせん断力の違いによって降雨量や風速構造に影響を与えることを示した。一方で、新しい対流が先端で発生し降雨域が停滞するバックビルディング型への適用は確認されていない。本研究では、札幌圏で2014年9月に発生したバックビルディング型の線状降水帯に対し、変分法を用いたレーダ解析による三次元風速場と領域気象モデルによる再現計算の結果からRKW理論の適用可能性を評価するものである。

## 2. 解析手法

線状降水帯における降雨時の三次元風速場を求める手法として MUSCAT 法を用いた。3基のドップラーレーダの観測結果に対し品質管理により風速成分を補正し、変分法を適用したもの[3]である。また冷気外出流の導出に必要な環境場を求めるため、領域気象モデルを用いた再現計算を行った。気象庁 MSM を初期値として与え 1km メッシュの解像度で計算した。

## 3. 解析結果

MUSCAT 法で解析された風速場成分から線状降水帯に直交する方向の水平風速は、鉛直方向に 2km 高さから 5km 高さで約 10m/s の風速シアが存在した。さらに鉛直シアに伴い上空 6 から 8km 高さに鉛直渦構造が見られ、2.1km 高さにおける反射強度が強い位置・時間と一致した。

領域気象モデルを用いた再現計算の結果を用いて以

下の式(1)で示す冷気外出流  $C$  を算出し、式(2)で示すレーダ解析結果を用いて求めた水平風速の鉛直シア  $\Delta U$  との関係求めた。

$$C^2 = 2 \int_0^H (-B) dz \quad (1)$$

$$\Delta U = U_{(z=2km)} - U_{(z=5km)} \quad (2)$$

$B$  は浮力を示し、 $H$  は雲底高さとして 850hPa を設定した。図に示すよう再現計算で線状降水帯が生成された時間に冷気外出流と鉛直シアの関係は釣り合い  $C/\Delta U=1$  に近いことから、バックビルディング型の線状降水帯においても RKW 理論の適用可能性が示唆された。

## 4. まとめ

2014年9月に北海道の石狩・胆振地方に発生したバックビルディング型の線状降水帯に対し、スコールラインの発達しやすさを示す RKW 理論の適用可能性を示唆した。またバックビルディング型の特徴である水平風速の風向シアが存在することから、今後は先端で発生した積乱雲を線方向に流す風速成分の影響を含めた考察が必要である。

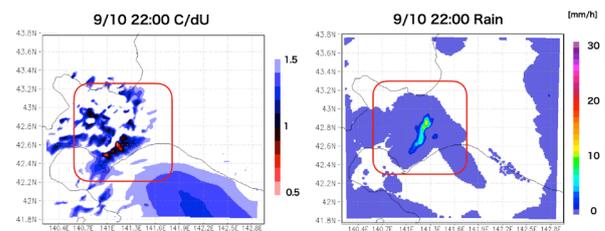


図 冷気外出流と鉛直シアの関係 (左図) と降雨量 (右図)

## 参考文献

- [1] Rotunno, R., J. B.Klemp, and M. L.Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines.J. Atmos. Sci., 45, 463–485.
- [2] Bryan, G. H., Knievel, J. C., & Parker, M. D. (2006). A multimodel assessment of RKW theory's relevance to squall-line characte
- [3] Yamada, Y. (2013). Characteristics of wind fields derived from the multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT). Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 91(5), 559-583.

## 2019年10月12日市原竜巻の3次元渦形成過程について

\*足立 透、梅原 章仁、益子 渉（気象研究所）

## 1. はじめに

本稿では、令和元年台風第19号の接近に伴って千葉県市原市に突風被害をもたらした竜巻と推定される事例について、主にフェーズドアレイ気象レーダー（PAWR）によるデータの解析を行い、3次元的な渦形成過程について考察する。（本稿は、2020年度春季気象学会における研究成果<sup>[1]</sup>の続報である。）

## 2. 現象の概要

突風被害は同日午前8時過ぎに発生した。被害地点は台風中心から約450km北北東に位置し、そこから約60km北に離れた館野の高層気象観測データ（午前9時）から、高度1km以下において $513\text{m}^2\text{s}^{-2}$ という極めて高いストームに相対的なヘリシティが算出された。このような環境場の下、突風被害の原因となった積乱雲はミニチュアスーパーセルの特徴を有し、下端高度が1km以下に達する低層メソサイクロンを伴っていた。

## 3. 渦の発生メカニズム

## (1) 渦ペアの発生

突風発生推定時刻の約8分前から、メソサイクロンの後面で降水コアの落下が生じ、地面付近ではガストフロントが形成された。続いてその上空の高度0.2~0.3kmにおいて、反時計回り（CCW）および時計回り（CW）の回転を有する渦のペアが発生した（図左）。

この渦ペアは、次第に上方へと進展しながら8時5分ごろにメソサイクロン高度に達した。

## (2) 渦の3次元的な強化過程

渦ペアのうち北側のCCW渦は、当初メソサイクロンの約1.2km東北東に位置したが、相対的に西南西に移動しながら、午前8時6分ごろにメソサイクロンの中心約400m南に最接近した。この接近とともに、CCW渦は高度1km付近の上端部分で回転速度の強まりを示したのちに、同様の強まりが低高度へと下方伝搬し、被害域を通過する様子が明らかになった（図右）。

## 4. 考察とまとめ

これらの結果から、竜巻渦の発生に、後面の下降流に伴って生じた渦ペアと上空に位置するメソサイクロンとの結合過程が寄与したものと考えられる。講演ではさらに、二重偏波レーダーによって観測されたTornadic Debris Signature<sup>[2]</sup>との比較により、この渦と竜巻飛散物の立体的な対応関係の時間変化について考察する。

**謝辞** 本研究はJSPS科研費（17K13007, JP19K23466）の助成を受けたものです。解析には日本無線株式会社が運用するPAWRデータを使用しています。

**参考文献** <sup>[1]</sup>足立・益子、A152、日本気象学会2020年度春季大会、<sup>[2]</sup>梅原・山内、P210、同上

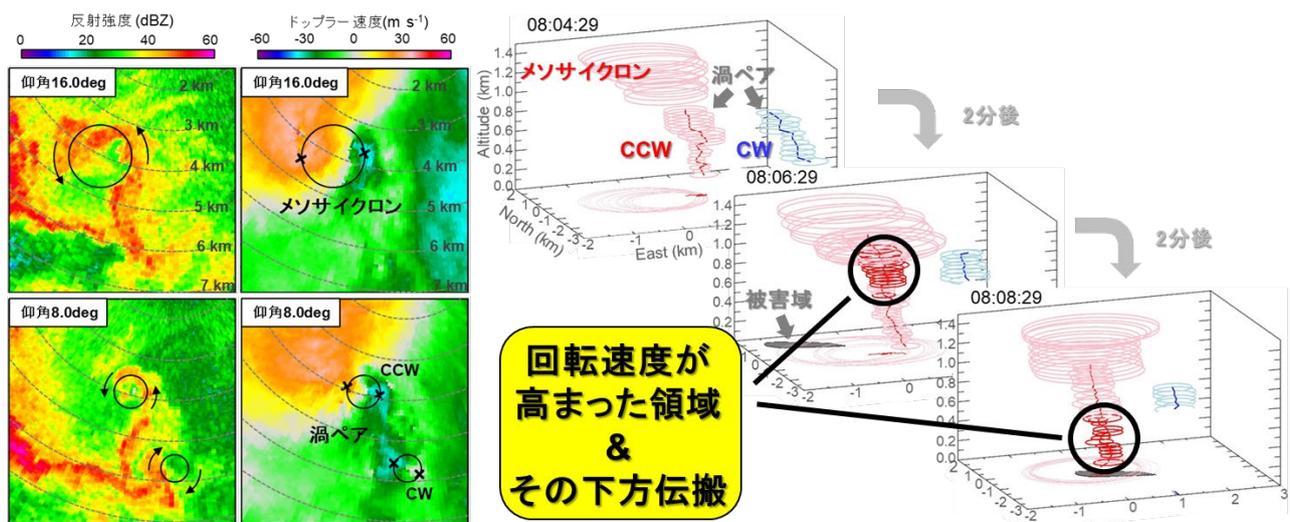


図1（左）8時4分30秒ごろに観測された仰角16度および8度における反射強度とドップラー速度場。（右）メソサイクロンと渦ペアの3次元構造と2分毎の時間変化。桃色と赤色はそれぞれ $10\text{-}35\text{ms}^{-1}$ および $>35\text{ms}^{-1}$ の回転速度を持つ反時計回りの渦を表す。水色は $10\text{-}35\text{ms}^{-1}$ の回転速度を持つ時計回りの渦を表す。

## 令和 2 年 7 月豪雨により九州地方で生じた線状降水帯の特徴

\*廣川 康隆, 益子 渉, 荒木 健太郎 (気象研究所)

## はじめに

令和 2 年 7 月豪雨では, 2020 年 7 月 3 日~8 日にかけて九州を中心に豪雨(たとえば鹿児島県鹿屋市で 1 時間降水量 109.5mm, 大分県日田市で 24 時間降水量 497.0mm など)となり, 多くの洪水害や土砂災害が生じ, 70 名以上の死者がでた. 本研究では九州地方で生じた線状降水帯に着目し, その特徴について過去豪雨事例と比較した.

## 線状降水帯検出に用いた資料と手法

線状降水帯は, Hirockawa et al. (2020, *JMS*)の手法に基づき, 水平分解能 5km に変換した解析雨量 3 時間積算値を用いて, 第 1 表で示す条件により客観的に検出した. 検出期間は, 2020 年 7 月 3 日 12 時 (JST, 以後同様)~8 日 12 時の 5 日間とした. そして過去の顕著な豪雨事例(平成 30 年 7 月豪雨, 平成 29 年 7 月九州北部豪雨, 平成 24 年 7 月九州北部豪雨, 平成 21 年 7 月中国・九州北部豪雨;各事例の検出期間は第 2 表参照)との特徴を比較した.

## 結果

令和 2 年 7 月豪雨では, 5 日間で線状降水帯を 9 事例検出した. このうち 7 月 3 日 21 時~4 日 10 時に熊本・鹿児島県で生じた線状降水帯(第 1 図ラベル 2)は 12 時間以上持続し, 総降水量が 600mm を超える豪雨となった(第 1 図).

令和 2 年 7 月豪雨は過去の豪雨事例と比較して, 九州地方で線状降水帯が集中(2009 年以降, 5 日間に 9 事例発生したのは最多)し, 各事例の水平スケールが大きかった(平均 180km)ことが特徴的であ

第 1 表 線状降水帯の検出条件

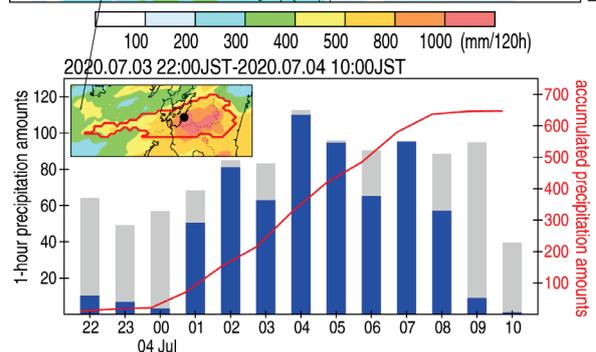
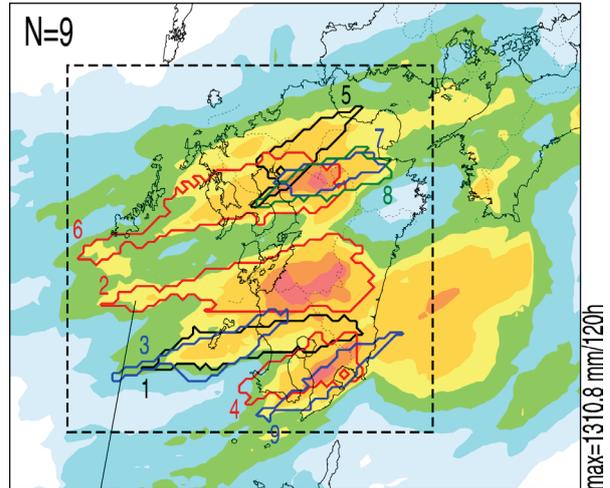
閉曲線	80mm/3h
最大雨量	100mm/3h 以上
長軸・短軸比	2.5 以上
面積	625~15000km <sup>2</sup>
持続期間	5 時間以上
重複率	40%以上

第 2 表 九州地方で生じた線状降水帯の特徴

	令和 2 年 7 月豪雨	平成 30 年 7 月豪雨	平成 29 年 7 月九州北部豪雨	平成 24 年 7 月九州北部豪雨	平成 21 年 7 月中国・九州北部豪雨
期間 (5 日間に統一)	2020 年 7 月 3 日~8 日	2018 年 7 月 4 日~9 日	2017 年 7 月 3 日~8 日	2012 年 7 月 11 日~16 日	2009 年 7 月 21 日~26 日
事例数	9	4	2	3	6
水平スケール	100~280km	80~180km	60~120km	60~170km	60~200km
持続時間	5~13 時間	5~6 時間	6~10 時間	5~10 時間	5~9 時間
総降水量	180~650mm	150~260mm	250~700 mm	140~570 mm	180~430 mm
線状降水帯 (九州地方)の 累積降水量	3.3×10 <sup>5</sup> mm (16.8×10 <sup>5</sup> mm)	0.7×10 <sup>5</sup> mm (10.4×10 <sup>5</sup> mm)	0.3×10 <sup>5</sup> mm (5.4×10 <sup>5</sup> mm)	0.8×10 <sup>5</sup> mm (8.1×10 <sup>5</sup> mm)	1.6×10 <sup>5</sup> mm (7.6×10 <sup>5</sup> mm)

る(第 2 表). そして線状降水帯による累積降水量は 3.3×10<sup>5</sup>mm と過去豪雨事例の 2~10 倍も多く, このことは令和 2 年 7 月豪雨における線状降水帯の①発生数が多く, ②空間的な広がりが大きく, ③持続時間が比較的に長い特徴を反映した結果と言える.

2020.07.03 12:00JST-2020.07.08 12:00JST



第 1 図 (上段)2020 年 7 月 3 日 12 時~8 日 12 時の期間に検出した線状降水帯(等値線)と積算降水量(塗りつぶし)の分布. 図中の破線矩形は, 第 2 表の九州地方の累積降水量の算出領域を示す. (下段)7 月 3 日 21 時~4 日 10 時に熊本・鹿児島県で生じた線状降水帯(ラベル 2)の 1 時間降水量(R1)の時系列(棒グラフ)と総降水量(折れ線). 青色棒グラフは総降水量最大位置(中段図中の黒丸)の R1 を, 灰色棒グラフは線状降水帯の最大 R1 をそれぞれ示す.

# 令和2年7月豪雨をもたらした線状降水帯の発生環境場

\*荒木健太郎, 益子渉, 廣川康隆 (気象研究所)

## 1. はじめに

令和2年7月豪雨では九州を中心に顕著な大雨となり甚大な被害が発生した。本研究では特に九州に大雨をもたらした線状降水帯に注目し、その発生環境場を事例解析するとともに、過去の豪雨と比較をした。

## 2. 九州に顕著な大雨をもたらした線状降水帯

2020年7月4日未明～朝に熊本県・鹿児島県で線状降水帯が形成され、総雨量650mmを超える大雨となった(R2-1)。梅雨前線は九州～東日本太平洋側に停滞しており、線状降水帯は前線の100～200km南で発生した(図1a)。また、上空のトラフの影響で前線上に発生した低気圧が九州北部に進んでおり、この低気圧接近時に東シナ海からの非常に湿った空気と太平洋高気圧縁辺流に沿う湿った空気の流入が強まっていた。

7月6日昼頃からは複数の線状降水帯が九州北部に形成され、総雨量が550mmを超える大雨となった(R2-2)。このとき梅雨前線は対馬海峡から東北南部に停滞しており、線状降水帯は前線の100～200km南で発生した(図1b)。太平洋高気圧の張り出しによって西～東日本では気圧傾度が大きくなり、九州北部中心に東シナ海からの非常に湿った空気と太平洋高気圧縁辺流に沿った湿った空気の流入が強まっていた。

## 3. 九州での線状降水帯による過去の豪雨との比較

令和2年7月豪雨における九州の大雨の環境場等の特徴を調べるため、平成30年7月豪雨(H30)と平成29年7月九州北部豪雨(H29)と比較をした。図1b実線枠内の解析雨量による最大1時間降水量、破線枠内の気象庁局地客観解析による各種物理量、実線枠内のHimawari-8 B13の雲頂温度を1時間毎に解析した。

特に顕著な大雨をもたらした線状降水帯(廣川ほか, 今大会)について表1にまとめた。R2-1,-2では可降水量や950hPaの水蒸気混合比はH30と同程度だったが、950hPaの水蒸気フラックス量はH30やH29を大きく上回っていた。また900～500hPaでは、水蒸気混合比がH30・H29に比べてR2-1で1～2gkg<sup>-1</sup>, R2-2で約0.5～1gkg<sup>-1</sup>大きく、水平風速はH30・H29では15～20ms<sup>-1</sup>だったのに対してR2-1,-2では約30ms<sup>-1</sup>だった(図略)。上中層の気温はR2-1,-2では平年(7月上旬:-5.2～-4.3℃)より高く、上層寒気の影響は顕著には見られなかった。CAPEはH29より小さいもののH30よりは大きく、雲頂温度は特にR2-1では他と比べて低くなっ

ており、線状降水帯を形成する積乱雲の背が高かったといえる。なお、比較する時間を環境場のみ1時間・2時間前にしても結果はほぼ変わらなかった。

これらのことから、今回の豪雨では梅雨前線が停滞して大きな場として水蒸気流入が継続するなか、特に熊本県・鹿児島県の大雨では下層から500hPaまでが湿潤であり、低気圧接近や太平洋高気圧張り出しによる気圧傾度増大が東シナ海～九州での下層水蒸気フラックス量の顕著な増大をもたらした。豪雨をもたらす線状降水帯の発生環境場を整えていたと考えられる。

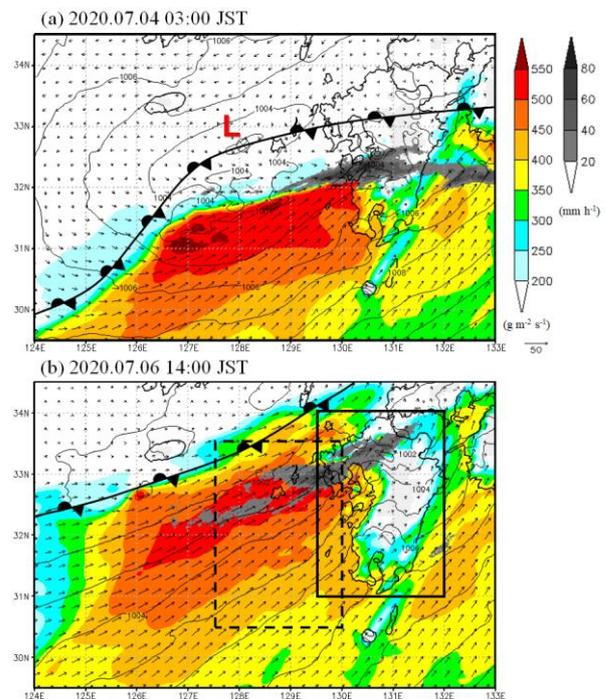


図1 (a) 7月4日3時と(b) 6日14時における局地解析による950hPaの水蒸気フラックス量(gm<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>, カラー), 水平風(ベクトル), 海面気圧(hPa, 等値線)と解析雨量(mm h<sup>-1</sup>, 陰影)。梅雨前線と低気圧(L)の位置も示している。

表1 令和2年7月豪雨と過去の線状降水帯による九州の豪雨の比較。最大1時間降水量と期間積算の最大降水量は図1b実線枠内の解析雨量による。可降水量・水蒸気混合比・水蒸気フラックス量・CAPEは破線枠内の領域最大値, 気温は領域平均値, 雲頂温度は領域最小値で、それぞれ線状降水帯の期間の時間平均値。

	令和2年7月豪雨		平成30年7月豪雨	平成29年7月九州北部豪雨
	熊本県・鹿児島県での大雨	九州北部での大雨		
線状降水帯の期間	2020年7月3日21時～4日10時	2020年7月6日13時～7日8時	2018年7月6日13時～7日0時	2017年7月5日12時～5日22時
最大1時間降水量	140 mm h <sup>-1</sup>	110 mm h <sup>-1</sup>	90 mm h <sup>-1</sup>	180 mm h <sup>-1</sup>
期間積算の最大降水量	683 mm	590 mm	303 mm	957 mm
可降水量	77.4 mm	73.2 mm	77.3 mm	64.0 mm
950hPaの水蒸気混合比	19.3 g kg <sup>-1</sup>	19.5 g kg <sup>-1</sup>	19.3 g kg <sup>-1</sup>	18.9 g kg <sup>-1</sup>
950hPaの水蒸気フラックス量	<b>582.1 g m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup></b>	<b>537.8 g m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup></b>	443.7 g m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	281.2 g m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>
500hPaの気温	-2.8 °C	-4.0 °C	-3.3 °C	-6.0 °C
CAPE (950hPa)	1677.9 J kg <sup>-1</sup>	1794.6 J kg <sup>-1</sup>	1192.7 J kg <sup>-1</sup>	2184.2 J kg <sup>-1</sup>
雲頂温度	-78.3 °C	-71.2 °C	-72.5 °C	-69.0 °C

## 2020年7月4日の熊本県の大雨時の総観場の特徴

\*北嶋尚子、牧野眞一、岩下裕二、伊藤享洋、加藤輝之 (気象大学校)

### 1. はじめに

令和2年7月豪雨の期間中、7月3日から4日にかけて熊本県南部を中心に大雨となり、4日6時頃までの6時間で300mmを越えたところがあった(時刻はJST)。この豪雨は南北幅50km以下で東西にのびた降水帯により生じていた(図省略)。本研究ではこの水平スケールの小さい顕著現象がどのような環境場の影響下で発生したのかを明らかにし、将来の梅雨前線豪雨期の実況監視に資することを目的とする。本予稿ではデータはJRA-55再解析を使用する。

### 2. 雲分布とそれに関連した総観場の特徴

図1には4日03時の衛星赤外面像と大規模場を示す。200hPaトラフ前面には層状性の雲が広がっているが、豪雨域の九州中部から南西へ大陸まで活発な積乱雲が連なっている。この雲列は下層傾圧帯の暖気側に位置している。その北の東シナ海北部・黄海・朝鮮半島南部は雲頂の高い雲のない領域がある。これらの雲分布は閉塞した低気圧のパターンに似ている。

図2上の850hPaでは、弱いQベクトルの収束域が九州西方に見られ、対流雲を生じさせる下層の持ち上げが弱い前線強化により傾圧帯の暖気側で生じた可能性が示唆される。

図2下に示した500hPaでも九州西方にQベクトルの収束域が見られる。これは西からの暖気に関連した暖気移流と、その北側の傾圧帯での前線強化によって生じている。ただしこの収束域は850hPaでの収束よりやや北側に位置し、また非常に乾燥している。そこでは上流側での西～北西での下降運動により乾燥した空気が流入し、さらにそれが持ち上げられて冷却することで、その下の成層の安定度を低下させた。一方、その南の30°N付近はQベクトルの発散域となっており、下降運動が励起される。そこでは下層で南から流入した湿潤空気による対流が抑制され、その北側での深い対流の発現に寄与したことが考えられる。

### 3. まとめ

7月4日の豪雨は、上層トラフ後面で発生した。そこには下層だけでなく中層での総観規模の傾圧的鉛直運動励起が寄与したことが考えられる。今後はさらに解像度の高いデータを用いるとともに、時間発展についても解析・考察したい。

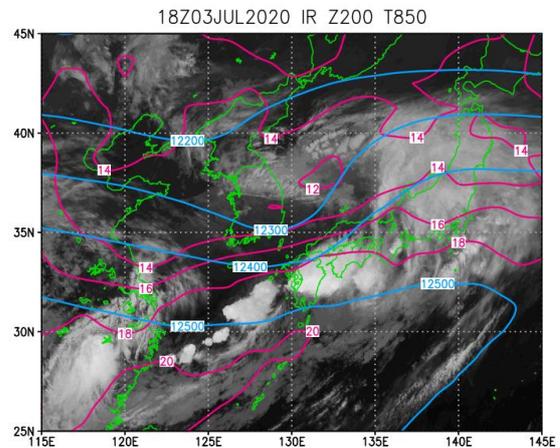


図1 7月4日03時の衛星赤外面像と200hPaジオポテンシャル高度(青線, m)、850hPa気温(赤線, °C)。

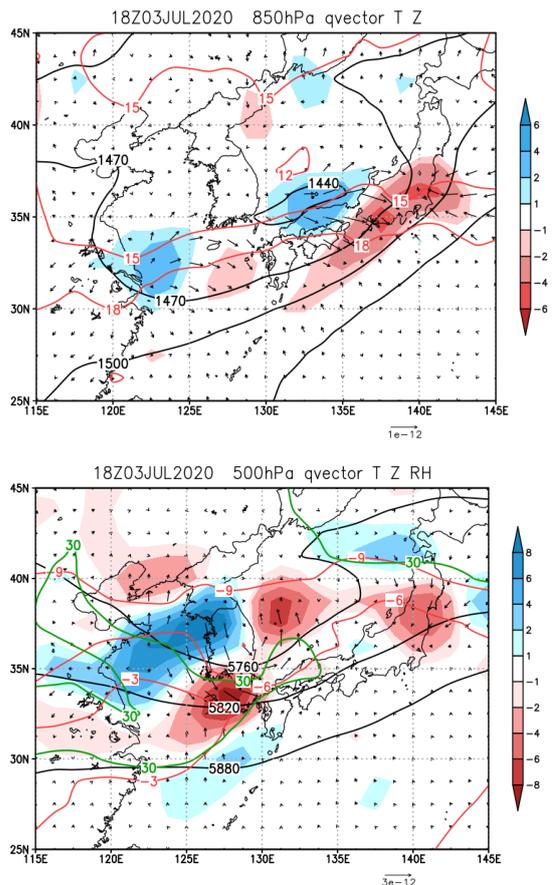


図2 (上) 850hPaと(下) 500hPaのジオポテンシャル高度(黒線, m)、気温(赤線, °C)及びQベクトル(矢印,  $\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{kg}^{-1}$ )とその発散(カラー,  $10^{-18} \text{m s}^{-1} \text{kg}^{-1}$ )。下図中の緑線は相対湿度30%。

# ヒマラヤ山脈の高標高域における降水量の日変化

藤波初木<sup>\*1</sup>, 藤田耕史<sup>2</sup>, 高橋暢宏<sup>1</sup>, 佐藤友徳<sup>3</sup>, 金森大成<sup>1</sup>,

砂子宗次朗<sup>4</sup>, 坂井亜規子<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所, <sup>2</sup>名古屋大学大学院環境学研究科,

<sup>3</sup>北海道大学大学院地球環境科学研究科, <sup>4</sup>防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

## 1. はじめに

ヒマラヤ山脈の高標高域(4,000m以上)には氷河が存在し, その流域に住む多くの人々の水資源を維持する重要な役割を担っている. ヒマラヤの氷河は夏涵養のため, 氷河域での夏季の降水量と降水特性の把握が重要である. しかし, 現地へのアクセスと現地観測の維持は依然として難しく, 降水現象の基本的な情報さえ未解明な点が多い. そこで, 本研究は, ネパールヒマラヤの氷河末端部付近に設置されている自動気象観測装置(AWS)で観測された降水量データを用いて, 高標高域の降水量の日変化の実態とその変動メカニズムを明らかにすることを目的とする.

## 2. データ

本研究では, ネパールヒマラヤ東部のロールワリン地域のトランバウ氷河末端部に設置されているAWS(標高 4,800 m)の降水量データを使用した(図1) [1]. 雨量計は転倒マス式 (1 転倒 0.1 mm)である. データの期間は2016~2018年の夏季(6~9月)である. また, 同時に観測されている他の気象要素のデータも使用した. より広域の降水量分布や日変化と比較するため, 17年間(1998~2014年)の夏季のTRMM-PR v7データより, 0.05度格子の降水量データを作成した. 降水頻度, 対流性降水, 層状性降水等の降水特性のデータも使用した. 大気循環場の解析にはERA5(0.25度格子, 1時間間隔)を使用した. 詳細な日変化を明らかにするため, 全てのデータを1時間間隔に統一して解析を行った.

## 3. 結果

AWSで観測された降水量の日変化から, 昼間と夜間の1日2回の極大があることが分かった(図2). この日変化は降水頻度による影響が大きい. 降水量の極大値は昼間も夜間もほぼ同じである(約 0.3mm/hr). 降水量は8時に最も少なくなり, 19時にも極小値を示す. 昼間の降水ピークは谷に沿った斜面上昇流の強化を伴うが, 夜間の降水ピーク時には地上風の極大値は観測されなかった(図なし). また, TRMM-PRによる観測から, 日中は対流性降水の割合が大きく, 夜間は層状性降水の割合が増えることがわかった. ERA5による鉛直積算水

蒸気フラックスの日変化の解析から, ヒマラヤに向かう水蒸気フラックスが昼間と夜間の1日2回増加することが分かった. 日中はヒマラヤ周辺のみで北向き成分が加速し, 夜間はガンジス平原の広範囲で海からの北西向き成分が加速するため, 昼間と夜間にヒマラヤ沿いに水蒸気フラックス収束の極大が発生する. このように, 昼間の降水量ピークは斜面加熱による斜面上昇流が凝結をもたらすことで生じる. 一方, 夜間の降水量ピークは, 海からの下層風が夜間に陸上で加速し(夜間ジェット), ヒマラヤ付近で大規模な水蒸気フラックス収束をもたらすことにより発生する.

発表では, ロールワリン地域だけでなく, ネパールヒマラヤ全域における, 標高による降水量の日変化特性の違いも議論する予定である.

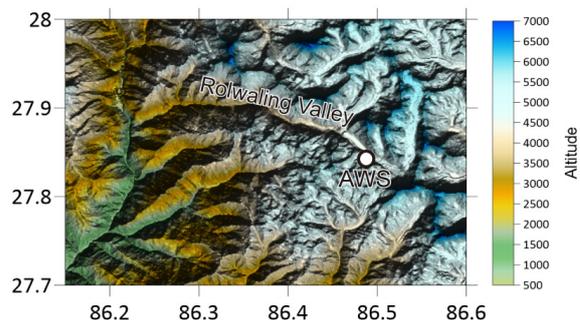


図1 ネパールヒマラヤのロールワリン谷周辺の標高(ASTER DEM ver.3)とAWSの位置(図中の丸印).

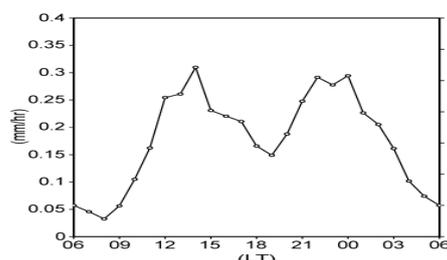


図2 AWSで観測された夏季降水量の日変化. 値は2016年, 2017年と2018年の6~9月の平均値.

## 参考文献

- [1] Sunako et al., 2019, *Journal of Glaciology*, **65**, 605-616.
  - [2] Fujinami et al., 2017, *JGR Atmosphere*, **122**, 9591-9610.
- 謝辞:本研究は JSPS 科研費 JP18KK0098, JP19H01375, JP20H02252 の助成を受けました.

# 2020年7月3日-4日熊本県南部における豪雨の メソスケール環境場と雲発達過程

\*大東忠保・三隅良平・飯塚 聡・鈴木真一・前坂 剛・出世ゆかり・  
櫻井南海子・下瀬健一・栃本英伍・清水慎吾・岩波 越 (防災科学技術研究所)

## 1. はじめに

2020年梅雨期中の7月3日から4日にかけて、熊本県南部で集中豪雨が発生した。XRAINでは4日10時(日本時)までの12時間で最大400mm以上の積算雨量が解析され、球磨川の氾濫が起こった。本研究では、この豪雨を特徴づけるメソスケールの環境場と雲発達過程について調べた。

## 2. 使用データ

メソスケールの環境場を把握するために、気象庁メソ数値予報モデルの初期値(MSMini, 3時間毎)を客観解析の代わりに使用した。雲の特徴はひまわり8号のバンド13(10分毎)を用いて調べた。その他、XRAIN、JRA-55、気象庁ゾンデデータを使用した。

## 3. メソスケール環境場と雲発達過程

JRA-55の350K等温位面では高渦位域から南に伸びた大きな渦位の領域が東進し、これに対応して3日21時のMSMiniの500hPaでは黄海付近にトラフが見られる(図1上)。同500hPaでは、そのトラフの南側に相対湿度10%以下の乾燥域が広く存在し、上空のトラフの移動に伴って東進、3日夜から4日朝にかけて九州上空に到達した。福岡の3日21時と4日09時のゾンデでは、これに対応する乾燥層が700hPaより上空に存在した。

上空のトラフの接近に伴って、地上では3日12時以降、東シナ海上にメソ低気圧とそれに伴う低気圧性の循環が形成された(図1下、ただし3日21時)。メソ低気圧の南側、特に前面に強風域が存在している。この強風は900hPa付近で極大を示し、その大きさは $25\text{ m s}^{-1}$ を越えていた。3日21時以降、下層の強風域は若干北上し、その前面には収束域が形成された。

この収束域で雲が発生し、その下流の九州上で東西に伸びる背の高い雲に発達した(図2)。雲頂の輝度温度は最も背の高い所で $-75^\circ\text{C}$ 程度であり、鹿児島島のゾンデと比較すると対流圏界面付近(高度約15.5km)まで達していた。XRAINによるエコー上端(20~25dBZ)も同程度であった。収束域付近では、降水域のすぐ上流でバックビルディングにより形成された雲(図2A)と、それよりもやや上流で発達した雲(図2B)の両方が存在し、このように形成された背の高い雲の塊が複数熊本県南部付近を通過した。この背の高い雲の下に豪雨域が存在した。ただし、収束域の雲が全て高く発達したわけではなく、すぐに衰退してしまうものも存在した(図2C)。線状の雲域の発生域(西端)は、湿潤域とその後面の中層の乾燥域の境付近に存在しており、雲発達中に中層の乾いた空気を多く取り込んだ雲はその発達が抑制されたと考えられる。その後、中層の乾燥域がさらに東方に侵入するのにしたがって背の高い雲の発達域は南東に移動し、熊本県南部における強雨については終了した。

謝辞: 本研究は、SIP第2期「国家レジリエンス(防災・減災)の強化」(テーマV)から補助を受けました。

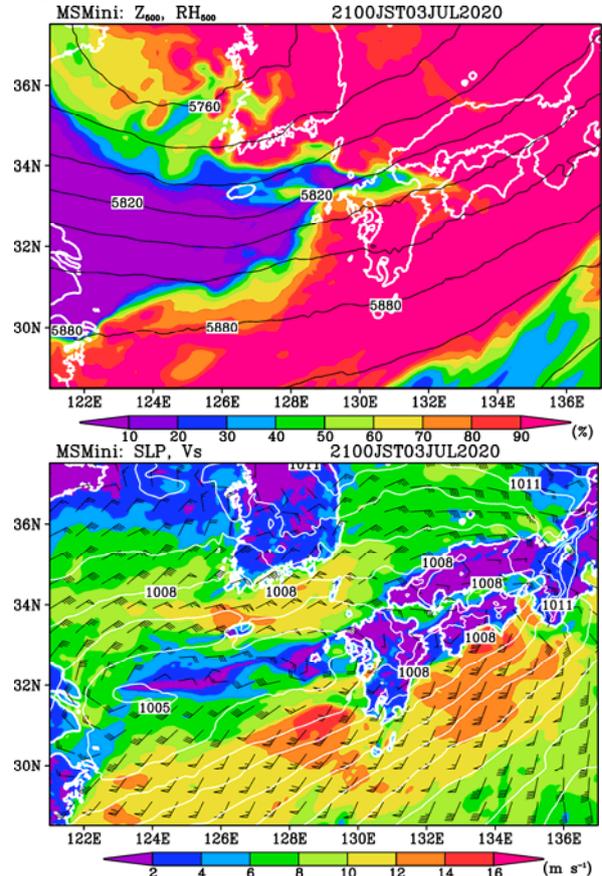


図1 2020年7月3日21時(日本時)のMSMの初期値における(上)500hPaの高度(等値線, m)と相対湿度(カラー, %)、(下)海面気圧(等値線, hPa)、地上の風速(カラー,  $\text{m s}^{-1}$ )・風ベクトル(旗矢羽:  $10\text{ m s}^{-1}$ 、長矢羽:  $2\text{ m s}^{-1}$ 、短矢羽根:  $1\text{ m s}^{-1}$ )。

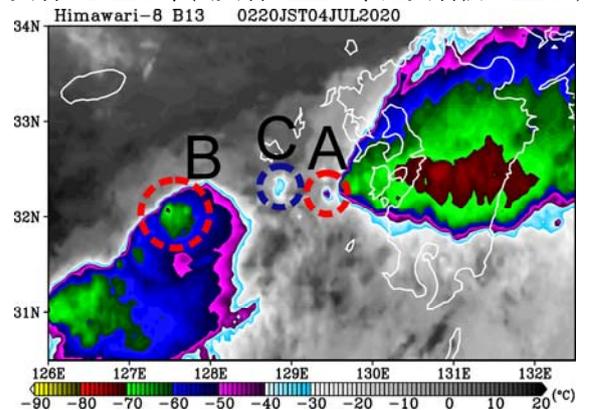


図2 2020年7月4日2時20分(日本時)におけるひまわり8号バンド13の輝度温度( $^\circ\text{C}$ )。

# GPM/DPR を用いたヒマラヤ夏季の降水の特徴について

\*高橋暢宏・藤波初木 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

Nobuhiro TAKAHASHI and Hatsuki FUJINAMI (ISEE, Nagoya University)

## 1. はじめに

GPM 主衛星搭載二周波降水レーダでは、降水システム立体構造に加えて、二周波観測による  $0^{\circ}\text{C}$  高度以上における雹や霰の存在など雲物理的な情報の抽出にも新たな可能性をもたらしている。一方で、衛星搭載レーダはフットプリントの大きさから山岳域での下層の降水がクラッタによりマスクされることや連続的な観測ができないなどの課題がある。本研究では、ヒマラヤ域をターゲットとした降水システムについて立体構造を推定するとともに、二周波観測により得られる情報を用いた日変化などの特徴を抽出することを試みる。

## 2. 解析手法

降水システムの立体構造の特徴については、観測地域を緯度経度  $1^{\circ}$  の領域でエコー頂ごとの平均的なプロファイル解析したほか、ヒマラヤ地域全域を対象として、標高 (地表面高度) ごとにエコー頂でソートした平均的な  $Z$  の鉛直プロファイルを求めた。

DPR のデータの解析では、 $0^{\circ}\text{C}$  高度以上に液相 (または、固相との混合) の存在を推定するために、レーダ反射因子の 2 周波間の比 (dual frequency ratio: DFR) の減衰補正前後の値 (DFRm および DFR) を用いた。 $0^{\circ}\text{C}$  高度以上に雪のみが存在する場合には減衰の効果はほとんどないため、DFRm と DFR はほぼ同じ値をとるが、

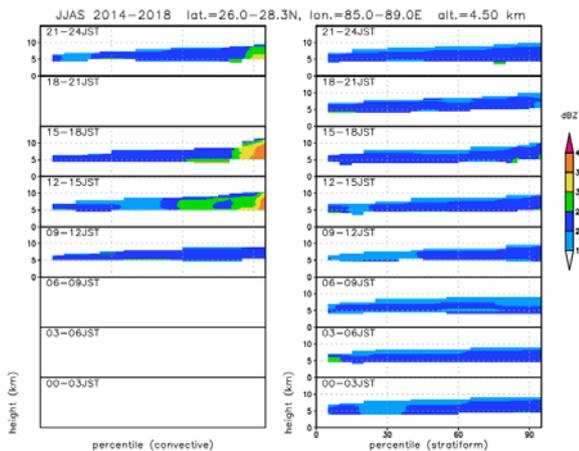


図 1. 標高 4-4.5km のエコー頂高度の百分位数に対する  $Z$  の鉛直プロファイルの日変化。左: 対流性, 右: 層状性。横軸は出現エコー頂の百分位数。

液体が存在すると DFRm は Ka 帯の観測の減衰により大きな値をとる一方で、DFR の計算では液体の存在を想定していないため、DFRm との差が大きくなる。ここでは、 $0^{\circ}\text{C}$  高度 +2km/-0.5 km の範囲で、DFR-DFRm > 2.0 dB かつ  $Z > 35$  dBZ の領域を探知した。以下の解析では、液相の高度を対流活動の指標として用いた。

## 3. 解析結果

図 1 にヒマラヤでの標高 4-4.5km におけるエコー頂高度の百分位数に対する平均エコープロファイル (左が対流性, 右が層状性) を示す。対流性の降水は午前から午後と深夜に現れておりエコー頂が高い時に強い降水が見られる。層状性降水は高度の幅は大きくないが、深夜に厚くなっている。

図 2 に TRMM の 16 年間のデータから得られた対流性降雨の高度ごとの日変化を示す。0.5km 以下の低い標高では朝のピークが見られたが、標高 0.5 -3.5 km では顕著な午後のピークが見られ、4km 以上の標高では、朝にも小さなピークが現れていた。

DFR を用いた液相が存在する高度の日変化からも朝と午後にピークが存在することがわかり、上記の解析との整合性が確認できた。今後、同様な解析を他地域にも応用する。

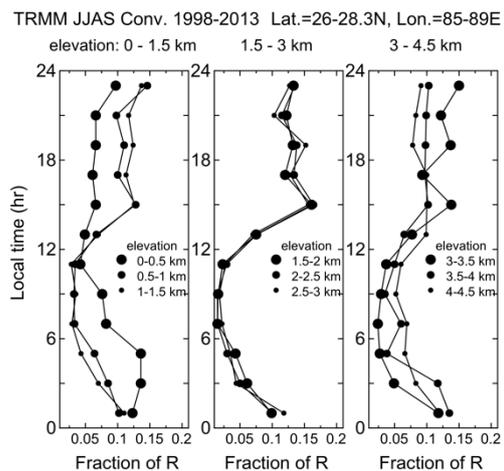


図 2. TRMM の 16 年間のデータによる標高ごとの対流性降雨の日変化。

謝辞: 本研究は科研費 18KK0098 および JAXA PMM RA に基づき実施した。

## 大雪時における地上レーダーZhとGPM DPR Zeの比較(2)

\*<sup>1</sup>中井専人・<sup>1</sup>山下克也・<sup>1</sup>本吉弘岐・<sup>2</sup>熊倉俊郎・<sup>1</sup>石坂雅昭・<sup>3</sup>勝島隆史  
(1:防災科研雪氷, 2:長岡技大, 3:森林総研十日町)

## 1. はじめに

冬季に長期間かつ多様な降雪が毎年もたらされる新潟県域をテストフィールドとし、GPM (Global Precipitation Measurement) DPR (Dual-frequency Precipitation Radar)降水強度プロダクトと地上観測との比較を行っている。特に、季節風時の筋雲、JPCZ、ポーラーロウ、南岸低気圧など降雪系(固体降水をもたらす降水系)によって、メソスケールの降水強度分布や卓越降雪粒子に関係するZ-R関係の差異がGPM降水強度にどのように影響するかという点が、研究の要点である。この発表では、2018年の大雪期間のDPR観測事例を対象として、防災科学技術研究所雪氷防災研究センター(SIRC; 新潟県長岡市)設置のMP2レーダーとの比較結果を述べる。

## 2. 研究方法

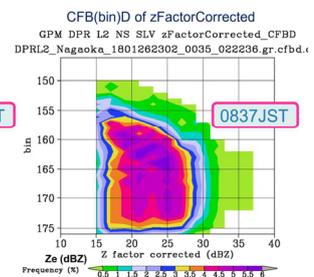
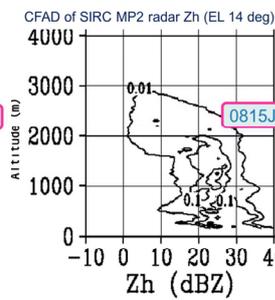
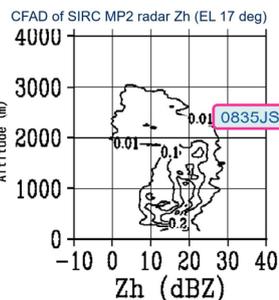
DPRプロダクトは観測幅の広さを考慮してDPR L2 DD2 Type NSを使用した。事例は2016年、2018年の北陸の大雪の期間においてGPMの観測が新潟県域にかかる13軌道を選び、さらにMP2レーダー観測域とDPR swathが重なり降水が広く分布する2事例に絞り込んだ。そのうちの1事例を示す。比較方法は反射強度因子の水平分布とCFAD (Contoured Frequency by Altitude Diagram; Yuter and Houze, 1995, Mon. Wea. Rev., 123, 1941-1963)である。

## 3. 結果

この事例のDPRによる新潟県付近の観測は2018年1月27日0837JSTであった。Lモードの降雪が継続している事例で、降雪系特性はあまり変化せず継続していた時間帯である(第1図)。このとき、DPRとMP2の降雪分布は分解能や観測範囲の差異を除けばよく似た分布を示しており(第2図)、降雪系特性の比較に良い事例といえる。

双方のCFADを作成して比較したところ、

0815JSTのMP2と0837JSTのDPRが鉛直方向の変化、パターン、数値ともに整合性のある結果を示した(第3図)。DPR観測時刻に最も近い0835JSTのMP2のCFADは、鉛直変化のパターンは似ていたものの強度値はDPRより小さかった。0835JSTでは強い降水がMP2レーダーレンジ内の比較的遠いところにあり、極座標データから直接



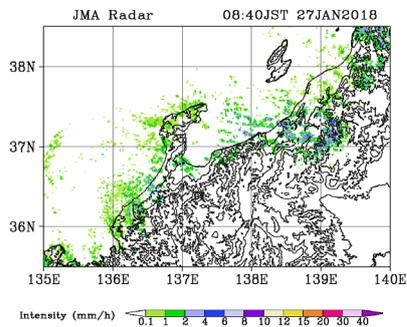
第3図 (左)MP2レーダーの2018年1月27日0835JSTの仰角14度PPIによるZhのCFAD。(中)左に同じ、ただし0815JST。(右)DPRの2018年1月27日0837JSTのZeのCFAD。ただし鉛直軸は高度(m)の代わりにbinを用いて作図した近似的なもの。鉛直スケールは左右で大まかに合わせてある。

CFADを作成したため格子数の少ない遠方のデータが反映されにくかった可能性がある。

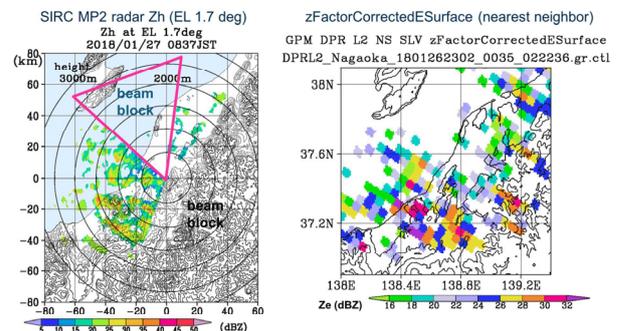
## 4. おわりに

今後は、極座標データからの処理方法を見直すとともに、3次元的な降水の分布を調査し、光学式ディストロメーター観測による卓越降雪粒子との比較なども進めていきたい。

**謝辞** 本研究は防災科学技術研究所プロジェクト研究『変容する雪氷災害軽減のための危険度把握と面的予測技術の融合に関する研究』、及び宇宙航空研究開発機構降水観測ミッションPI#ER2GPN104 PMM、第8回研究公募課題によります。



第1図 気象庁全国合成レーダーによる2018年1月27日0840JSTの降水強度分布(mm hour<sup>-1</sup>)。



第2図 (左)MP2レーダーの2018年1月27日0837JSTの仰角1.7度のPPIによるZh分布。(右)DPRの2018年1月27日0837JSTの地上付近のZe(四角のようなパターンになっているのはnearest neighborで内挿したため)。

# 日本海における雨の粒径分布の季節変動

\*辻 泰成<sup>1</sup>, 安永 数明<sup>2</sup>

1 富山大学 理学部, 2 富山大学学術研究部都市デザイン学系

## 1. はじめに

降水を特徴付ける物理量の1つである雨滴粒径分布 (DSD) は、大気加熱をもたらす降水の特性の理解や、レーダによる降水量推定の精度向上など、科学的・実用的な面において重要なパラメーターの1つである。先行研究においても、雨粒測定装置ディストロメータや偏波レーダを用いて、様々な場所の DSD の特徴の違いが調べられており、海洋性地域では大陸性地域に比べて粒径が小さく、雨滴数が多くなることが報告されている[1][2]。一方で、これらの研究では、相互比較は低緯度域に限られており、中緯度では陸上と海洋上で、どのような特徴の違いがあるのかは明らかではない。そもそも、中緯度における地形の影響を受けない海洋上で長期的な DSD の観測例があまりない。以上から、本研究では、DSD 特性の理解を目的に、北陸の日本海海洋上と陸上の2つの場所で雨粒測定装置ディストロメータによる観測を行い、粒径や雨滴数の統計的な違いについて調べた。

## 2. 使用データ・データ処理

富山大学理学部屋上と石川県輪島市舳倉島に光学式ディストロメータ (LPM) を設置し、2020年3月、4月、5月、6月、7月の5か月の観測を行った。本研究では、その観測データを用いている。ここでは、1分おきに観測される粒径毎の雨滴数から計算される体積重み付け平均粒径 ( $D_m$ ) と切片パラメータ ( $N_w$ ) に着目して、北陸の日本海海洋上と陸上の2つの場所での雨の粒径特性の違いを調べる。

## 3. 結果

月平均した  $D_m$  と  $N_w$  を富山と舳倉島で比較すると日本海海洋上に位置する舳倉島の方が、 $D_m$  が小さく、 $N_w$  が大きくなっており、大陸性と海洋性の違いは、低緯度域の先行研究と整合的である(図略)。

季節進行に伴う  $D_m \cdot N_w$  の変化について調べると、季節の進行とともに、海洋上では  $D_m$  が小さくなるが、陸上では6月から大きくなる。一方で、同じ降水強度の雨が降った場合には、季節が進行するにつれて、両地点とも  $D_m$  は小さくなり、 $N_w$  は大きくなる。ただし、

海洋上で観測される降水強度は、陸上に比べて小さくなる傾向がある。

今後は、陸上の富山と比較しながら海洋上の舳倉島の  $D_m$  が季節の進行とともに小さくなる点と大きな降水強度が少ない点の原因を明らかにする予定である。

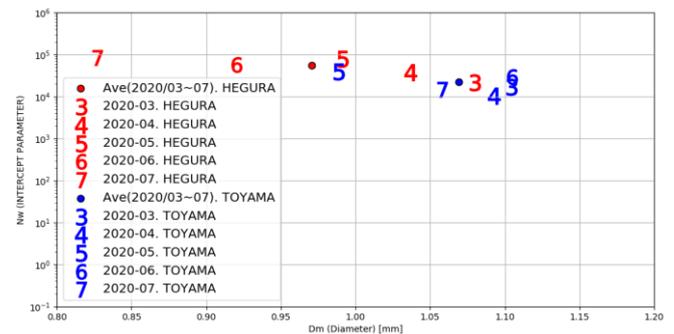


Fig.1 舳倉島と富山における月平均した  $D_m$  [mm] と  $N_w$  [ $1/\text{mm}^3$ ] の季節変化を示している。舳倉島において、季節が進行するにつれて  $D_m$  が小さくなっている。

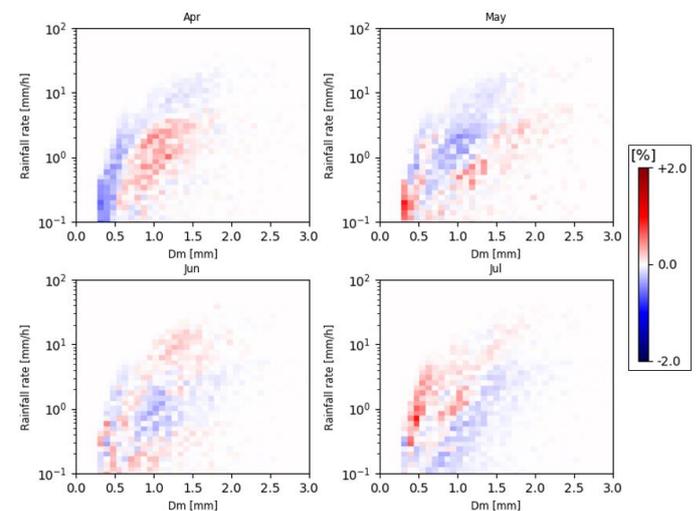


Fig.2. 舳倉島における降水強度に対する  $D_m$  の季節偏差。赤領域は他の月に比べて高頻度あることを示している。(縦軸:降水強度, 横軸:平均粒径) 季節が進行するにつれて小さい方の  $D_m$  が増えている。

## 参考文献

- [1] Bringi et al. (2013), *J. Atmos. Sci.*, **60**, 354-365.  
 [2] Seela et al. (2017), *J. Geophys. Res.*, **122**, 11787-11805.

## 2018年冬季JPCZに関連した降雪形成機構に関する数値実験

\*橋本明弘 (気象研究所),

石坂雅昭, 山下克也, 本吉弘岐, 中井専人, 山口悟 (防災科学技術研究所)

## 1. はじめに

2018年冬季北陸地方の大雪事例の降雪・積雪粒子特性や降水機構に関する研究を進めている。春季大会予稿では、2018年2月5日の日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)に関連した降雪事例の降雪粒子の特徴を、数値実験から示した<sup>[1]</sup>。本稿では、同じ事例の降雪形成に関わる素過程に踏み込んで解析した結果を報告する。

## 2. 数値実験

素過程追跡スキーム<sup>[2]</sup>を組み込んだ気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用い、図1に示す領域で数値実験を行なった。

## 3. 結果

図1は、数値実験によって得られた2018年2月5日12時(日本時)の降水強度分布である。日本海西部から北陸沖にかけて、JPCZにあたる降水域がみとめられた。日本海沿岸100 km以内の領域(図1の網かけ)で、降水強度の分布をみると、JPCZにあたる領域では、降水強度(図2、棒グラフ)が大きく、降水量に対する霰寄与率(図2、黒点)はJPCZ内側で10~20%であり、JPCZの外側に対してはるかに小さかった。一方、雪粒子による降水量に対する雲粒寄与率(図2、灰色点)は30%前後であった。つまり、霰が卓越しないまでも、雪粒子の雲粒捕捉過程が降水量に対して少なからず寄与しており、長岡における降雪粒子観測の結果<sup>[3]</sup>と整合的であった。

## 謝辞

本研究の一部はJSPS 科研費16K05557, 19K04978の助成を受けたものです。数値実験は、名古屋大学情報基盤センタースーパーコンピューターシステムFX100を利用して実施しました。数値実験に当たり、気象研究所の庭野匡思博士に協力いただきました。

## 参考文献

- [1] 橋本ほか, 2020, 日本気象学会 2020 年度春季大会, P209.  
 [2] Hashimoto et al., 2020, SOLA, 16, 51-56, doi:10.2151/sola.2020-009.  
 [3] 石坂ほか, 2019, 日本気象学会 2019 年度中部支部研究会, 講演 11.

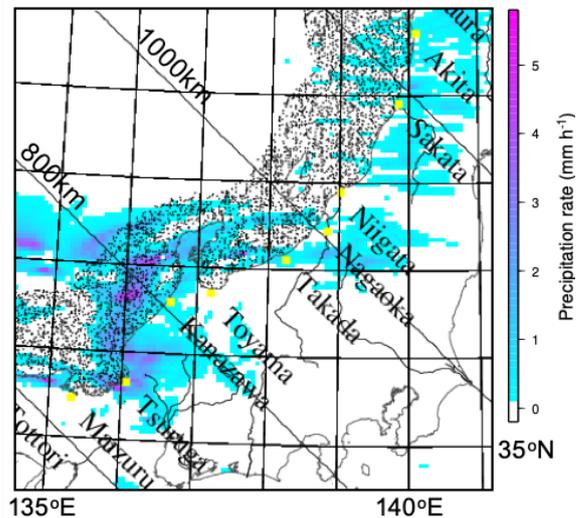


図1 2018年2月5日12:00(日本時)の降水強度。

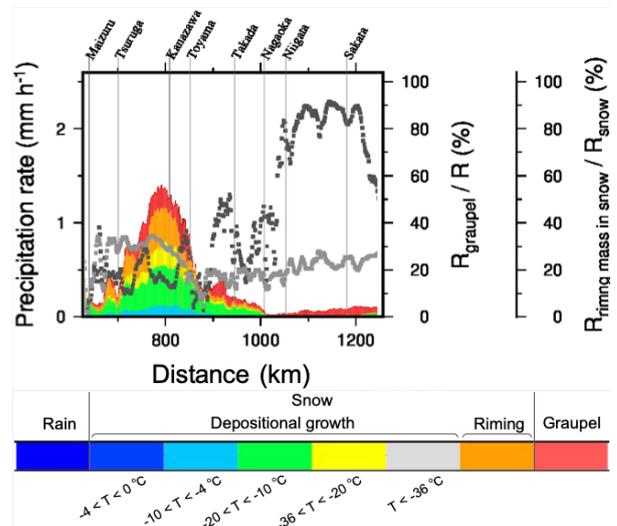


図2 日本海沿岸100 km以内の領域(図1の網かけ)の降水強度に対する霰寄与率(黒点)と雪粒子に対する雲粒寄与率(灰色点)と降水強度(棒グラフ)。棒グラフの色分けは降水粒子別の寄与を表す。青は雨滴、赤は霰、それ以外の色は雪(オレンジは雲粒捕捉過程、それ以外は温度別昇華成長過程の寄与)。横軸は、図1の斜め実線で示した南西から北東へ向かう距離を表す。

# 層状性降水と浅い対流のシーダ・フィーダ相互作用による雨滴粒径分布の変化（事例解析）

\*三隅良平・宇治靖・前坂剛（防災科研）

## 1. はじめに

一般に、標高が高い場所では平地に比べて降水量が多い。この現象は「シーダ・フィーダ相互作用」で説明されている。すなわち、上層の雲（シーダ）から落下した降水粒子が、下層の雲粒（フィーダ）を捕捉することにより降水量が増加する。そのメカニズムについては多くの研究があるが、雨滴粒径分布がどのように変化するかについては知見が不足している。本研究では、令和元年台風第19号のレインバンドを対象として、光学式ディストロメータとXバンド偏波レーダを用いて雨滴粒径分布の特徴を解析し、シーダ・フィーダ相互作用が雨滴粒径分布に及ぼす影響を議論する。

## 2. 観測

雨滴粒径分布を測定するため、Thies 製 Laser precipitation Monitor (LPM) を東京都墨田区の6階建ての建物の屋上に設置した（図1の地点A）。また防災科研が神奈川県海老名市に設置したXバンド偏波レーダ（EBNレーダ；図1）により、13仰角のPPIスキャンと方位角 $47^\circ$ （ディストロメータの方角）の1回のRHIスキャンを5分サイクルで行った。解析期間は、令和元年台風第19号が接近・上陸した2019年10月12日0001 JST～2027 JSTである。

## 3. 結果

- 1) RHI観測によると、台風第19号の降雨帯にはブライトバンドがあり、高度3 kmより下層にセル状エコーが間欠的に出現した（図2）。このことから、層状性降水と浅い対流との間でシーダ・フィーダ相互作用が起こっていたと考えられる。
- 2) LPMで測定された雨滴の質量平均直径（ $D_m$ ）と正規化された切片パラメータ（ $N_w$ ）の関係は、降水強度が $1\sim 5 \text{ mm h}^{-1}$ のときには層状性降水に特徴的な変動を示し、降水強度が大きくなると、海洋性の対流性降雨の領域周辺に分布した（図3）。
- 3) 降水強度の増加とともに、あらゆるサイズの雨滴の数濃度が増加した。これは、雲粒捕捉によって雨滴が成長するのみならず、フィーダとして働く浅い対流によって粒径の小さな雨滴が供給されるめと考察された。

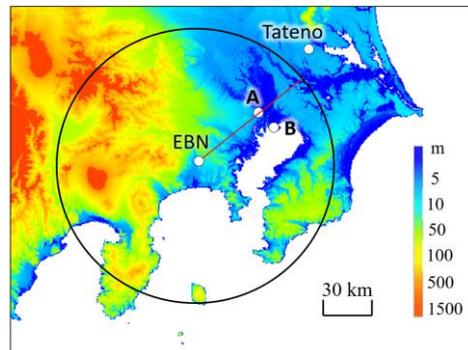


図1 EBNレーダの位置と観測範囲。直線はRHIスキャンの方角、Aはディストロメータ（背景は国土地理院色別標高図）。

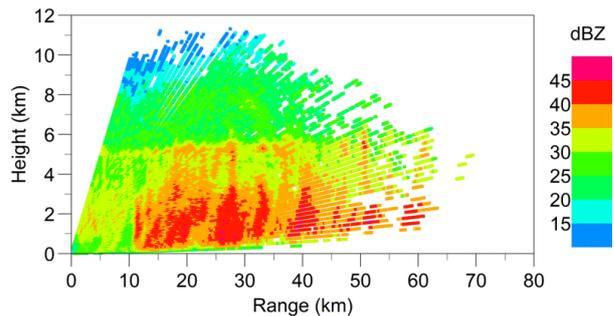


図2 1504 JSTにおけるレーダ反射強度のRHI。

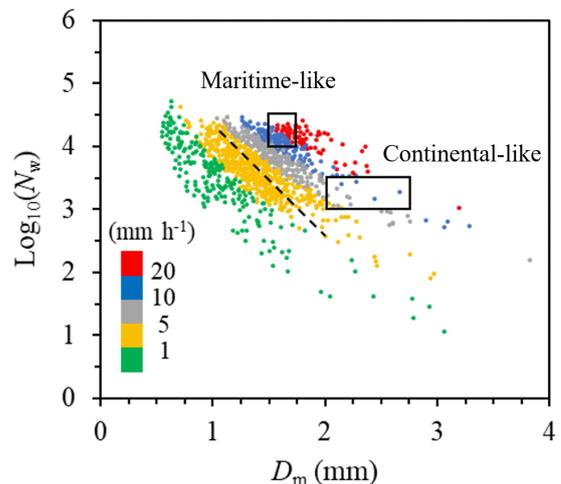


図3 LPMで観測された $D_m$ と $N_w$ の散布図。降水強度カテゴリ別に色を分けている。破線および四角は、Bringi et al. (2003)による層状性降水の変動域と、海洋性・大陸性の対流性降雨の領域を示す。

## 動画解析による降雪粒子の併合効率と気温・湿度との関係

\*藤倉理人（筑波大学 院）、三隅良平（防災科研）、本吉弘岐（防災科研・雪氷）

### 1. 導入

雪の粒子同士が衝突する際の効率(併合効率)は、降雪予測や様々な気象現象の解明にとって重要である。しかし、これまでシミュレーションや室内実験による研究はあったものの、野外観測での研究は行われてこなかった。よって、本研究では観測手法により併合効率を検討する。

### 2. 観測手法

本研究では、防災科学技術研究所 雪氷防災研究センターにおいて連続的に撮影されている降雪粒子の動画記録を利用した。使用しているカメラはアド・サイエンス社製 Allied Vision Manta G-031B (モノクロ) で、1秒間に約125フレーム記録できる。撮影領域は縦123mm×横164mm×奥行200mmで、風の影響を無くすための高さ7mの防風ネットに覆われている。データの解析は、動画記録から降雪粒子がオーバーラップした事例を目視により抽出し、画像中の各粒子の座標から衝突の有無および衝突様式を定量的に判別した。結晶形が多様になるよう選別した解析期間と各日の衝突事例の検出数を表1に示す。

表1 解析期間と衝突事例数

日時	衝突事例数
2015年12月29日	2
2015年1月11日	33
2014年2月9日	5
2014年12月18日	1
2018年2月19日	13

### 3. 結果

動画解析の結果、合計54回の衝突事例が抽出され、内併合が25事例、反発が26事例、衝突分裂・自然分裂・併合分裂がそれぞれ1事例であった。図1に併合及び反発の例を示す。それぞれ先行して落下している小さい粒子に大きい粒子が衝突し、反発事例では小粒子が画面左方向に飛ば

され、併合事例では両者が併合している。

図2は、各気温・湿度における衝突様式を示した。気温が $-1^{\circ}\text{C}$ 以下の領域では反発が優位であったが、気温が $-0.2^{\circ}\text{C}$ 以上の領域では湿度に関わらず併合が支配的となった。

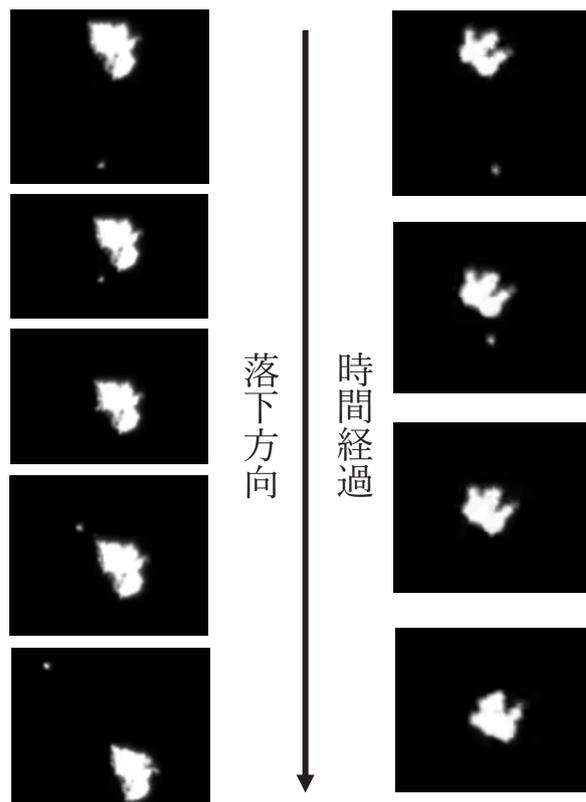


図1(a) 反発事例

図1(b) 併合事例

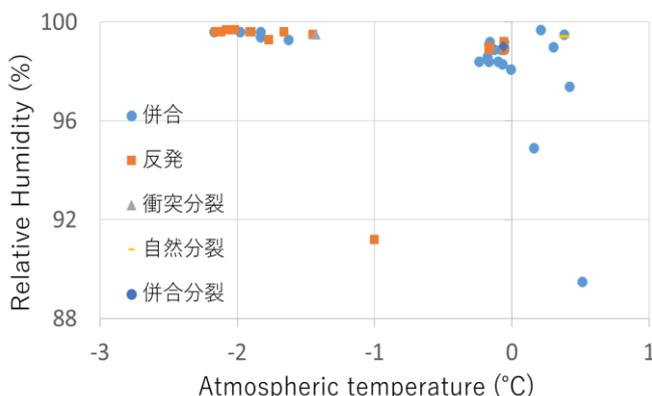


図2 各気温と湿度における衝突様式

### 4. 今後に向けて

今後は結晶形状、粒子径、衝突断面積のデータ解析も行い、併合効率に何の要素が影響を与えているかを明らかにする。

## 落下中の降雪粒子の併合成長事例解析

\*山下克也 (防災科研・雪氷), 本吉弘岐 (防災科研・雪氷),  
中井専人 (防災科研・雪氷),

### 1. はじめに

レーダー推定降雪量や気象モデルから算出される地上降雪量の精度向上に向けて、落下中の降雪粒子の物理特性に変化を及ぼす雲物理過程の寄与率調査を行っている。山下ほか(2020)では、光学式ディストロメータを用いて標高の異なる2地点で行った観測結果を示した。本稿では、落下中の併合成長が顕著であったと考えられる事例を解析した結果を報告する。

### 2. 観測

観測は、新潟県長岡市の雪氷防災研究センター(以後、雪氷研、北緯37.43度、東経138.89度、海拔高度97m)と八方台(北緯37.42度、東経138.93度、海拔高度566m)で行った。両サイトは水平距離で約4km離れており、469mの高度差がある。降雪粒子の粒径と落下速度を測定する光学式のディストロメータ(Thies社製)を両サイトに設置し、1分間隔でデータの取得を行った。両サイトでの同時観測は、2018年12月22日から2019年4月16日まで実施した。今回は、2019年1月16日の06 JSTから10時(JST)の事例を解析した。気象庁全国合成レーダー降水強度より、このときの2高度の観測で得られた降雪粒子は同じ降雪雲からのものであったと判断した。

### 3. 結果

図1は標高の異なる2地点で測定した降雪粒子の粒径分布を示している。標高の低い方(灰色)は、高い方(黒色)に比べて粒径2mm以下で数濃度が低く、粒径3mm以上で数濃度が高くなっていることが分かる。併合成長では主に落下速度の異なる降雪粒子が併合して粒径が大きくなる。その結果、小さな粒子の数濃度は減少し、大きな粒子の数濃度は増加する。図1はこのことを示唆する結果となっており、落下中に併合成長により粒径分布が変化した可能性を示唆している。図2はその時の気温、相対湿度、雲水量の鉛直分布を示している。気温が氷点下であること、氷に対する相対湿度が100%以下であること、及び雲水量が小さくないことより、併合成長の他に昇華蒸発やライミングが起こっている可能性も示唆される。それらの雲微物理プロセスが降雪粒子の粒径分布の変化にどのくらい寄与しているのかを調べるために、一次元の雲微物理モデルを

作成中である。それに観測値を入力して、それぞれの雲微物理プロセスがどのくらいの割合で粒径分布の変化に寄与しているかを算出する予定である。発表ではその詳細も報告する。

### 謝辞

本研究の一部はJSPS 科研費18K03766の助成を受けた。

### 参考文献

山下ほか, 2019, 日本気象学会2019年秋季大会, P385.

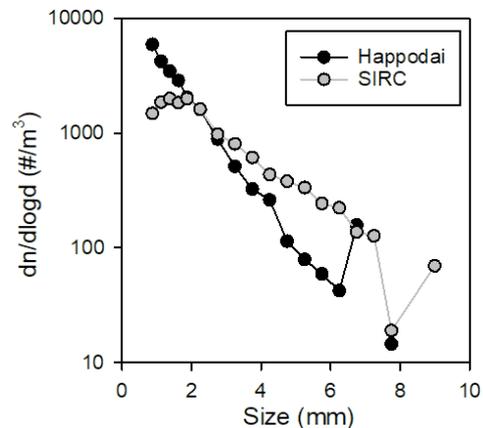


図1 標高が高い八方台(黒色)と標高の低い雪氷研(灰色)で測定した降雪粒子の粒径分布。2019年1月16日08 JSTの前10分間平均値。

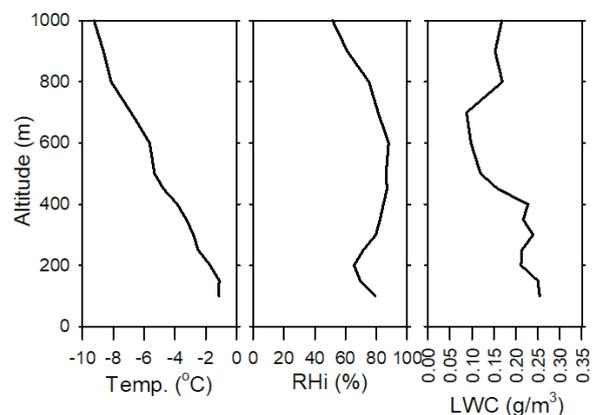


図2 雪氷研の多波長マイクロ波放射計データから算出した気温、相対湿度、雲水量の鉛直分布。2019年1月16日08JSTの値を示している。

# つくばで計測された大気エアロゾル粒子の氷晶核能

\*田尻拓也・折笠成宏・財前祐二・郭威鎮(気象研),  
村上正隆 (名大宇地研)

## 1. はじめに

実大気エアロゾル粒子 (AP) の物理化学特性と雲核 (CCN)・氷晶核 (INP) としての活性化能力との関係を定量化するため、気象研究所 (つくば市) にて、CCN 計や INP 計を含むエアロゾル測定装置を用いた地上モニタリング観測を2012年より実施している。これまで、AP 数濃度や CCN・INP 能の季節変化の解析結果が報告されている (折笠 2017 春, 2018 秋, 2019 春)。

一方、雲生成チェンバーを用いて黄砂飛来時やローカルダスト発生時に、氷晶発生実験を行ってきた。AP の INP 能に関する実証的知見を蓄積するためには、高頻度 (定期) 実験による INP 計との相互比較やデータ補間が必要であり、通年モニタリング観測と同期した雲生成チェンバー実験を進めている。

今回は、モニタリング観測にチェンバー実験結果を加味した AP の INP 能の変動幅について報告する。

## 2. 地上モニタリング観測からの AP の一般特性

月々の平均像としての CCN 数濃度 (過飽和度 0.5%) は、 $10^3 \text{ cm}^{-3}$  のオーダーで年々推移し、 $D > 0.3 \mu\text{m}$  と  $D > 0.01 \mu\text{m}$  の AP 数濃度の間にある。INP 数濃度 (気温  $-25^\circ\text{C}$ , 過飽和度 0~5%) は、 $10^3 \text{ cm}^{-3}$  のオーダーと僅少であり、 $D > 5 \mu\text{m}$  の AP 数濃度程度である。室内実験で取り扱う多種のエアロゾル粒子 (標準粒子) は、各々実験再現性のある特異な INP 能を示す (例えば図 2)。一方、AP は、より複雑な (内部・外部) 混合状態を呈するため、数濃度や粒径分布だけではなく、CCN・INP 能についても大きな変動幅を持つと考えられる。

## 3. 雲生成実験による AP の INP 能の比較

黄砂飛来、ローカルダスト発生、非ダスト日に計測したデータを比較することにより、AP の INP 特性の変動について議論する。図 1 のより、つくばで観測される AP の吸湿度  $\kappa$  の月平均値は、およそ 0.1~0.4 であり、最大値 (色掛棒左端) は硫酸アンモニウムに近い。黄砂の事例では、 $\kappa$  値は 0.02 程度とダスト標準粒子 (illite) に相当する結果を得た。ローカルダスト事例では AP の平均値よりも大きく、総体的に硫酸アンモニウムに近くっており、外部混合が示唆された。

INAS (AP 総表面積当たりの INP active site 数) 密度の月平均値には、緩やかな温度依存性があり、概ね  $3 \times 10^7 \sim 10^8 \text{ m}^{-2}$  の範囲に収まる (図 2)。室内実験から得た黄砂事例の INAS は、illite や ATD に匹敵する程高い値であった。ローカルダストも明瞭な温度依存性を示したが、非ダスト日と比べて格段に高い値とはならなかった。高い INP 能の粒子が含まれると月平均値から大きく外れる場合や外部混合により INAS の変動幅が影響を受ける可能性があることが判った。

## 4. 今後の予定

外気を用いた AP に関する雲生成実験を地上モニタリング観測と同期し定期的に実施することにより、AP の INP 変動特性に関する知見を増やすとともに、特に混合状態を考慮した INP 能の定式化を進めたい。

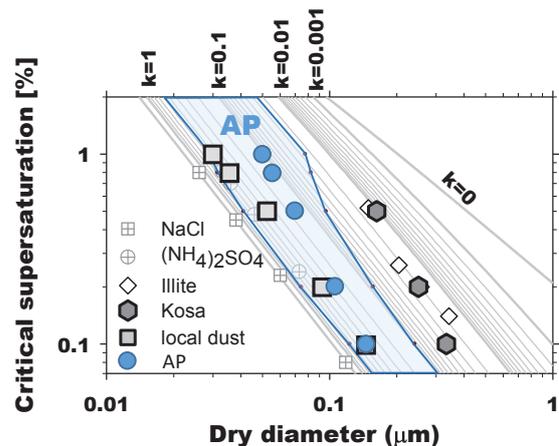


図 1 AP の吸湿度.

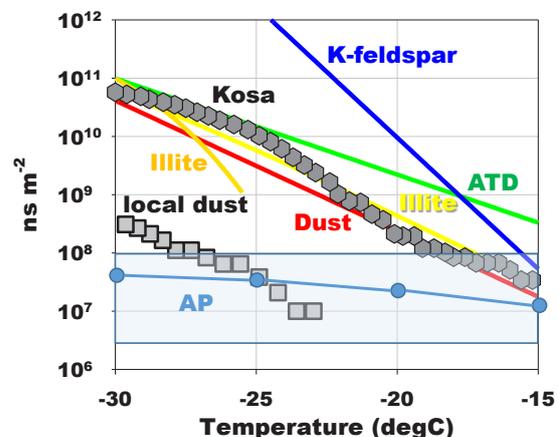


図 2 AP の INAS (温度依存性).

# UAE 上空におけるエアロゾル・雲の直接観測（その3）

\*折笠成宏<sup>1</sup>, 村上正隆<sup>2,1</sup>, 田尻拓也<sup>1</sup>, 財前祐二<sup>1</sup>, 篠田太郎<sup>2</sup>

(<sup>1</sup> 気象研究所, <sup>2</sup> 名古屋大学宇宙地球環境研究所)

## 1. はじめに

UAE 降水強化科学プログラム「乾燥・半乾燥地域における降水強化に関する先端的研究」の一環として、2017年9月に航空機観測を実施した。UAE 北東部の山岳域に主に発生する日周対流雲は夏季に頻繁に出現し、自然の雲・エアロゾルにおける微物理構造について、これまでエアロゾル・雲粒の鉛直分布や雲底周辺の上昇速度（2019 秋季大会）、氷粒子の鉛直分布や雲凝結核(CCN)の過飽和度スペクトル（2020 春季大会）について報告してきたが、今回は氷晶核(INP)と氷粒子の数濃度の関係について報告する。

## 2. 観測データ

観測用航空機は日本から輸送した B200T 機を使用し、気象要素と併せてエアロゾル・雲・降水の直接観測が可能な各種測定機器を搭載した。INP 数濃度は、航空機搭載型 CFDC タイプの氷晶核計（斎藤ほか、2015 気象研究ノート）を設定温度 $-25^{\circ}\text{C}$ 、水過飽和度 $0\sim 5\%$ で計測した。対流雲を数事例観測したが、2017年9月16日と20日の事例について上昇流コアとの相対的位置から雲粒子の分布を調べた。両日も良質な氷晶核計データが取得できなかったため、9月21日の事例解析を示す。 $0.5\ \mu\text{m}$ 以上のバックグラウンド(BG)エアロゾル数濃度の変動範囲は期間を通して同様の傾向であったことから、事例毎による INP 数濃度の差は大きくなかったと推測される。

## 3. 結果と議論

2017年9月21日の INP 数濃度について、雲頂温度を $-12^{\circ}\text{C}$ と仮定して単純に温度差から考慮した場合と、それに加えて $0.5\ \mu\text{m}$ 以上 BG エアロゾルの総表面積を考慮した場合の二通りで推定した（図1）。両方法とも期間中での INP 数濃度は $0.1\sim 1\ \text{個}\ \text{L}^{-1}$ のオーダーであったことが示唆された。一方、9月16日や20日の氷粒子数濃度は上昇流コアの内部と周辺部においてそれぞれ、数個 $\text{L}^{-1}$ と数十個 $\text{L}^{-1}$ のオーダーであった。また、両事例での CIP プローブによる粒子イメージ例を図2に示す。輪郭に凹凸があり球形に近い形状から霰粒子が卓越していることが分かる。併せて、中央が中空で小さい球形粒子( $100\sim 200\ \mu\text{m}$ 程度)が雲内の所々で見られ、drizzle の存在が示唆された。

氷粒子の数濃度は、上昇流コア内部では一次氷晶のオーダーと同程度であるのに対し、コア周辺部では1~2オーダー程度大きかった。一次氷晶としては、ダスト粒子が CCN として活性化した大きい水滴 (drizzle) の immersion freezing が働いた可能性が高いと考えられる。コア周辺部での比較的高濃度の氷粒子は、二次氷晶 (droplet shattering など)による生成もしくは一次氷晶が集積した効果によるものと考察される。UAE 夏季における日周対流雲の発生発達をより深く理解するため、数値実験結果との比較検証などに本研究結果を活用できると考えられる。

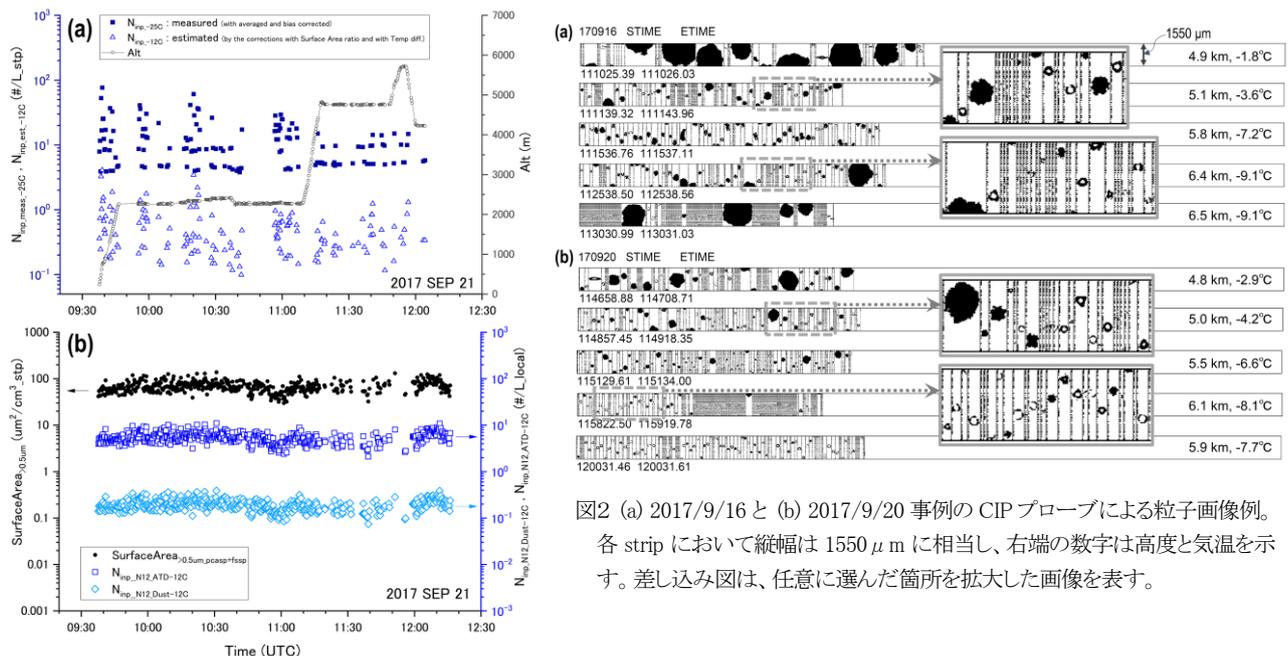


図1 (a) 測定された INP 数濃度( $-25^{\circ}\text{C}$ )と温度差から推定された INP 数濃度( $-12^{\circ}\text{C}$ ) 及び (b)  $0.5\ \mu\text{m}$  以上の BG エアロゾル数濃度の総表面積比と温度差から推定された INP 数濃度( $-12^{\circ}\text{C}$ )。なお、Niemand et al. (2012) による Dust と ATD の INAS パラメタリゼーションを適用。

# 高濃度氷晶雲の実態把握と検出法・予測法開発に関する基礎的研究

## — 航空機観測実施時期の検討 —

\*村上正隆（名大宇宙地球環境研究所・気象研究所）、  
 篠田太郎、高橋暢宏、坪木和久、増永浩彦（名大宇宙地球環境研究所）、  
 堀江宏昭（情報通信研究機構）、山田広幸（琉球大学）、  
 折笠成宏<sup>+</sup>、田尻拓也<sup>+</sup>、財前祐二<sup>+</sup>、川合英明<sup>+</sup>（気象研究所）、  
 松木篤<sup>+</sup>、牧輝弥<sup>+</sup>（金沢大）、竹村俊彦<sup>+</sup>（九大）、  
 Walter Strapp<sup>+</sup>、Lyle Lilie<sup>+</sup>（FAA）、Thomas Ratvasky<sup>+</sup>、Kris Bedka<sup>+</sup>（NASA）  
 （+は連携研究者）

### 1. はじめに

近年、積乱雲周辺を飛行中の旅客ジェット機が高濃度の氷晶をエンジンや航法計器に吸い込みエンジン出力低下・停止による異常降下や航法計器異常で自動航法装置の誤作動を引き起こす事例が多数発生し、エンジン着氷だけでも百数十件報告されており、そのうちの約6割が日本を含む東アジアで発生している。交通運輸技術開発推進制度研究課題「ジェットエンジン出力停止および航法計器異常を引き起こす高濃度氷晶雲の実態把握と検出法・予測法開発に関する基礎的研究」（2019年度～2022年度）では、積乱雲周辺の高濃度氷晶雲の実態と生成メカニズム、雲核・氷晶核として働くエアロゾルの多寡が氷晶濃度に及ぼす影響解明、それに基づく検出法・予測法に関する基礎的研究を実施し、航空運輸の安全に資することを目指している。

航空機観測は当初、2021年夏季に実施する予定であったが、世界的なコロナウィルス蔓延の影響でNASA/DC-8の運航計画が大幅に見直され、2022年暖候期に実施することとなった。本稿では、エアロゾルの多寡が氷晶濃度に及ぼす影響解明という目的を達成するために最適な時期の検討について報告する。

### 2. 航空機観測実施時期の検討

航空機観測は沖縄県嘉手納基地をベースに実施することを予定しており、NASA/DC-8の航続時間が12時間であることを考慮して、日本・韓国・台湾・フィリピンの領空にまたがる比較的広い観測空域を想定して検討を進めている。

#### (1) 高濃度氷晶雲を伴う雲システムの出現頻度

- ① 過去5年間の暖候期（5月～10月）の静止気象衛星の赤外面像を用いて、観測空域における水平スケール200km以上の高濃度氷晶雲の出現頻度を調べた。
- ② 高濃度氷晶雲の出現時のエアロゾル濃度の多寡を第一近似として以下のように推定した。主要なエアロゾルの発生源が東アジアの都市域に集中しており、海上に流出するエアロゾル濃度は平均的には離岸距離とともに減少するという観測事実に基づき、南西諸島の東側にエアロゾル濃度の境界を設け、それより西側で検出された場合は高濃度のエアロゾル環境下で、それより東側で検出された場合は低濃度のエアロゾル環境下で発生した雲として統計処理した。

#### (2) 大気下層における高濃度エアロゾルの出現頻度

- ① 米国海軍研究所のNAAPS（NRL Aerosol Analysis and Prediction System）アーカイブデータを用いて、Sulfate、Dust、Smokeエアロゾルによる光学的厚さの水平分布の時間変化を調べ、CCNとINPの多寡の季節変化を推定した。
- ② 九州大学SPRITARSのアーカイブデータを用いて、大気下層のSulfate、Sea Salt、Dust、OC、ECエアロゾル濃度の水平分布を調べ、CCNとINPの多寡の季節変化を推定した。

#### (3) 高濃度氷晶雲を伴う雲システムと高濃度エアロゾルの相互作用

- ① 季節進行に伴う典型的な高濃度氷晶雲を伴う雲システム数例を対象として、静止気象衛星の赤外面像・NAAPSアーカイブデータ・SPRINTARSアーカイブデータを組み合わせて、高濃度氷晶雲を伴う雲システムとその周辺のエアロゾル環境場の動態を調べ、相互作用を推定する。

### 3. まとめ

上記の解析(1)、(2)から、6月～7月は主に梅雨前線付近で高濃度氷晶雲を伴う雲システムの発生頻度も高く、CCNやINPとして働くエアロゾルの高濃度および低濃度環境場の双方を観測する機会が高頻度で出現する可能性が示唆された。一方、9月～10月は主に台風に伴う高濃度氷晶雲の発生頻度が高くなるが、そのほとんどがCCNとして働くエアロゾルの低濃度環境場で観測する機会が多くなることが示唆された。盛夏にはフィリピン周辺で高濃度氷晶雲を伴う雲システムの出現頻度が高くなったが、必ずしもエアロゾルの高濃度環境場とは同期しなかった。

今後はロジの利便性等も考慮して、米国の研究チームと協議して最終的に観測実施期間を決定する。

解析(3)は現在実施中であるが、解析結果から得られる雲システムと周囲のエアロゾル環境場の相互作用を参考にして、航空機観測の実施手順および観測フライトプランを作成予定である。

## Ice-ice collisions による二次氷晶生成過程のバルクパラメタリゼーションと北陸雪雲におけるその効果 (II)

\*木下直樹・川野哲也・川村隆一 (九大院・理),  
鈴木賢士 (山口大院・創成), 杉本聡一郎 (電中研), 高橋劭 (九大名誉教授)

## 1 はじめに

活発な積乱雲内では氷晶核よりも 2-3 桁も大きな氷晶数が観測されることがある。これは通常の氷晶核形成では説明できない。そのため、既存の氷粒子から新たな氷晶を生成する過程 (二次氷晶生成) がいくつか提案されている。これまで最も有力視されてきた二次氷晶生成過程は、雪や霰などの氷粒子に水滴が衝突合体する際、特定の温度 ( $-8 \sim -3^\circ\text{C}$ ) で氷晶芽が放出される過程: Hallett-Mossop process (Hallett and Mossop, 1974) であり、多くの雲解像数値モデルに導入されている。しかし、近年の雪雲の直接観測 (Takahashi et al., 2017; 2019) により、Hallett-Mossop process が有効に働く温度領域以外でも多くの氷晶が確認され、氷粒子どうしの衝突で氷晶芽が生成される過程: ice-ice collisions (Takahashi et al., 1995) が注目されている。

昨年度の秋季大会 (木下ほか, P443) では、ice-ice collisions を数値モデル WRF の Morrison 2-moment 雲微物理スキーム (Morrison et al., 2005; 2009) に導入し、2012 年 12 月における北陸の雪雲において ice-ice collisions がその微物理構造や降水に与える影響を示した。しかし、Morrison スキームでは雲下層の数濃度があまり良く再現されなかった (図 1a) ことも踏まえると、他の雲微物理スキームでのシミュレーションによる検証も必要である。本稿ではその結果を示す。

## 2 研究方法

雲微物理スキームには、氷晶・雪・霰・雹を扱う NSSL 2-moment バルクスキーム (Mansell et al., 2010) を用いた。Ice-ice collisions による二次氷晶生成率の計算方法として、Sullivan et al. (2018) に基づく方法と Phillips et al. (2017) の方法を用いた。前者の先行研究は温度依存性のみを考慮して生成率を表現しているが、本研究では粒径のべき乗 (ここでは  $b_{asp}$  乗と表現) の依存性を加え、その場合の二次氷晶生成率を解析的に計算し、雲微物理スキームに導入した (拡張 Sullivan スキーム)。

数値モデル WRF (version 3.9.1.1, Skamarock et al., 2008) を用いて、新潟県柏崎市周辺で発生した雪雲の感度実験を行った。感度実験の時刻は 2012 年 12 月 23 日 23UTC—24 日 03UTC で、このとき上空には寒気が流れ込んでおり気圧配置は典型的な西高東低であった。Ice-ice collisions の効果

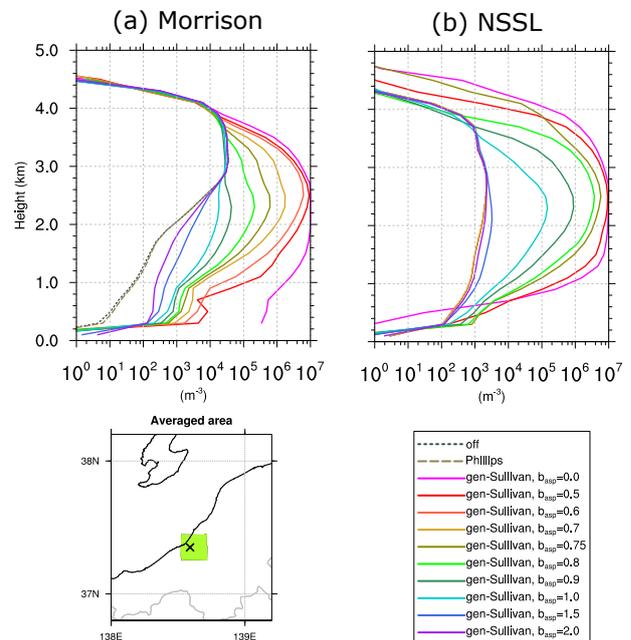


図 1 本研究の感度実験によって再現された、01:40 UTC における氷晶数濃度の鉛直プロファイル (観測地点周辺の水平平均)。(a) は Morrison スキーム、(b) は NSSL スキームの結果である。凡例の“gen-Sullivan”は拡張 Sullivan スキームを表す。

を調べるため、先述のスキームおよびパラメータを変更した場合の感度実験を行った。

## 3 結果

図 1a,b はシミュレーションで再現された氷晶数濃度を示している。NSSL スキーム (パネル b) は、HYVIS による観測結果 (Takahashi et al., 2019) の特徴である、雲内である程度一様な氷晶数濃度を Morrison スキーム (パネル a) よりも良く再現していた。Phillips スキームを適用しても氷晶数濃度はほとんど変化しなかった。また、拡張 Sullivan スキームでは粒径依存性 ( $b_{asp}$ ) を小さくすることで氷晶数濃度は増加した。観測値と比較すると、NSSL スキームでは  $b_{asp} = 0.9$  の場合に最も良い氷晶数濃度が再現された。Morrison スキームの場合の値は  $b_{asp} = 0.75$  であり、どちらの雲微物理スキームにおいても拡張 Sullivan スキームが似た二次氷晶生成率の粒径依存性を示唆することが分かった。

また、ice-ice collisions を導入すると、降水量はどこでも減少した。これは、平地で減少、山地で増加した Morrison スキームでの降水量変化とは異なる。

## Droplet Size Distribution Activated and Grown from Hygroscopic Particles in CCNC

Wei-Chen KUO(MRI), Masataka MURAKAMI (ISEE, Nagoya University; MRI), Takuya TAJIRI(MRI), Narihiro ORIKASA(MRI), and Katsuya YAMASHITA(NIED)

Hygroscopic Flare (HF) particles are mainly composed of  $\text{CaCl}_2$  ( $\kappa=0.48$ ) and  $\text{KCl}$  ( $\kappa=0.99$ ), and have been used as cloud seeding materials during the past two decades, due to the larger particle sizes and higher hygroscopicity ( $\kappa$ ) than background atmospheric aerosol particles. Tajiri *et al.* (2018) reported that experiments using Cloud Condensation Nuclei Counter (CCNC) showed the  $\kappa$  of 0.5~0.6 for size-selected HF particles, with mode size of about 0.16  $\mu\text{m}$ . The  $\kappa$  value is critical to cloud microphysical processes because it relates to the condensation growth rate of dry particles. However, the measurable supersaturation with respect to liquid water (SSw) of CCNC is in the range of 0.1% to 2.0%, so it is not possible to directly obtain the  $\kappa$  of HF particles with diameters around or larger than 0.2  $\mu\text{m}$ , which is the size range most hygroscopic particles exist. In order to assess the feasibility of hygroscopicity measurement for larger HF particles, an accuracy of new methods to estimate the hygroscopicity from size distributions of dry aerosol particles and of droplets grown in CCNC is examined by a combination of CCNC measurements and numerical simulations using the parcel model, originally developed by Chen and Lamb (1994) and has been improved at MRI (Yamashita *et al.* 2011).

First, droplet size distributions (DSDs) activated and grown from dry particles with different  $\kappa$ -values in CCNC growth column are simulated using the parcel model to see the sensitivity of DSD to the  $\kappa$  value. As the DSD is sensitive enough to the  $\kappa$  value, we can evaluate the possible  $\kappa$  value of unknown particles from the comparison between the simulated and CCNC measured DSDs. For the DSD measurement, we use DMA to select specific dry particle sizes and CCNC to

activate the dry particles under specific SSw environment. We assume that the relative humidity is 0% at the inlet of CCNC growth column in the parcel model simulation, and then rapidly increase to the target SSw within 3 seconds.

We simulated the activation of dry particles and subsequent droplet growth in CCNC for size-selected dry sodium chloride ( $\text{NaCl}$ ) particles with three different mode sizes (100nm, 300nm and 600nm) and under two different SSw conditions (0.2% and 0.5%). The mode sizes of DSDs simulated by the parcel model are larger than that activated by CCNC, especially for larger dry particle sizes. In addition to the mode size, we also compare the largest 1% particles sizes since this part of droplets is not sensitive to the non-uniform profile of SSw mentioned below.

The CCNC measurement shows a less sensitivity of DSD to the dry particle sizes compared to the model simulation, and this significant difference between the simulations and measurements might be caused by the non-uniform profiles of SSw in the radial direction of cylindrical sample aerosol flow in CCNC growth column. To check this possibility, the simulation with three coaxial sections with different SSw inside the sample aerosol flow will be also conducted using the parcel model. Our ultimate goal is to apply the new methods mentioned above and evaluate the hygroscopicity of large particles produced from Ice Crystal Engineering (ICE) 70% potassium perchlorate-containing hygroscopic flares.

#### References

- Chen, J.-P., and D. Lamb, 1994: *J. Atmos. Sci.*, 51, 2613-2630  
 Tajiri et al., 2018: 2018 Autumn Meeting of Japan Meteor. Soc.  
 Yamashita et al., 2011: *J. Meteor. Soc. Japan*, 89, 581-587.

# 気象衛星ひまわり 8 号で発見した Jumping Cirrus の形態特徴

\*山口智子 (防衛大), 岩崎杉紀 (防衛大)

## 1 はじめに

Jumping Cirrus (JC) とは、発達した積乱雲に伴う anvil の雲頂から上方に 1-2km 飛び上がる雲のことである。JC が下部成層圏に貫入した場合、下部成層圏を加湿する可能性が報告されている。航空機観測によって、Overshooting Top (OT) が沈み込むときに JC が発生したことが初めて確認された (Fujita, 1974, JMSJ)。Seguchi et al. (2019, JMSJ) は、地上カメラを用いた JC の連続撮影を行い、JC の幅は  $2.3 \pm 1.6\text{km}$  といった JC の特徴を報告した。これは、3次元静力学大気モデルを用いて推定された米国の JC の幅 5-15km (Wang et al., 2011, TAOS) と比べると、小さい値となった。

我々は、気象衛星ひまわり 8 号の可視画像 (中心波長  $0.64\ \mu\text{m}$ , 水平分解能 250 m) を用いて、発達した積乱雲の雲頂を観測し、JC を発見することに成功した。衛星画像は、地上観測では撮影できなかった anvil の全容と JC の最大幅を確認することができる。さらに、JC と周囲の雲域に対してレイトレーシング法を用いた光散乱計算を行うことで、JC と周囲の雲域の光散乱特性を算出し、雲微物理量を推定する。雲微物理量が明らかになれば、JC の発生機構の解明や、下部成層圏への水蒸気輸送量の推定ができると期待ができる。

## 2 日本付近で発生した JC の事例

図 1 は、2015 年 9 月 24 日 10:35 (JST) に紀伊半島の南方 400km の太平洋上に発生した JC の可視画像である。広域に広がる雲の中心付近に黒い煙のようにたなびく雲が JC である。2.5 分間隔の可視画像から、OT が沈み込むのと同時に、JC が飛び上がり東方向に流されていく様子が観測された。ラジオゾンデの気温の鉛直分布とひまわり 8 号の赤外画像 ( $10.4\ \mu\text{m}$ , 2km) から推定した JC の雲頂高度は 14 km, 持続時間は約 1 時間, 最大幅は 9 km であり、長さが 19 km 程度になったとき、周囲の anvil と区別が出来なくなった。同日の 9 時から 13 時の間に、同じような JC がその周辺にさらに 5 件発生した。

## 3 解析手法

JC の雲微物理量の推定には、レイトレーシング法を用いた光散乱計算を用いた。レイトレーシング法とは、1 本 1 本の光の進行経路を確率で計算する方法である。JC の光散乱計算から反射率を求め、衛星の観測値と比較することで、理論計算の入力値である粒径分布や個数密度といっ

た雲微物理量を推定する。雲粒子の形状は、不規則形状であるボロノイ型粒子モデルを仮定した。ボロノイ型粒子とは、非球形粒子の光散乱特性の推定精度を向上させるために、対流雲を構成している不規則な氷粒子の形状を模したモデル粒子のことである。個々の粒径と波長に対する散乱位相関数は Ishimoto et al. (2012, JQSRT) を用いた。

大会当日は、レイトレーシング法を用いた光散乱計算によって推定した JC の雲微物理量を報告する。

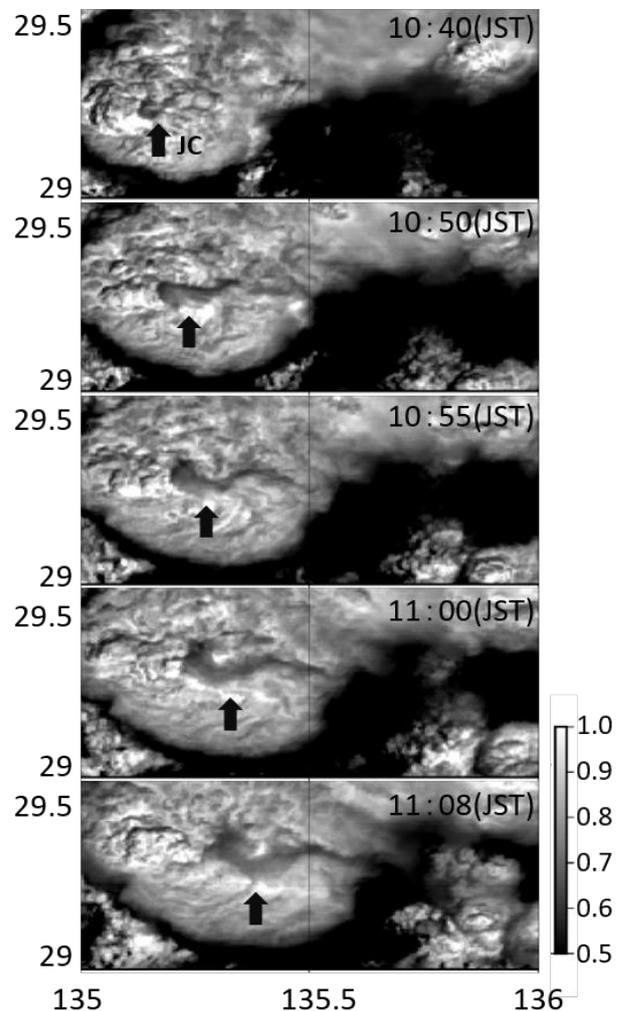


図1 2015年9月24日10:35から11:40 (JST) に発生した JC の時間推移を表した可視画像。矢印で示した黒い煙のような雲が JC。最大幅は 9km。長さは 19 km 程度までたなびいた。

## MP-PAWR で観測された関東における冬季の雷雲（その 2）

\* 瀬瀬丈晴，高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

## 1. はじめに

冬季の太平洋側では雷雲の発生は稀であるが，2020年1月15日に雷雲が発生し，埼玉県と東京都で発雷および降雹をもたらした[1]（以下，雷雲 A と表記）．本発表では2020年度日本気象学会春季大会に続き，この特徴的な事例について埼玉大学設置の二重偏波フェイズドアレイ気象レーダー（MP-PAWR）の観測データを用いて解析された降水粒子分布の時間変化を報告する．

## 2. データ・手法

本研究では埼玉大学設置の MP-PAWR で得られた 30 秒毎の偏波パラメータの情報を用いて降水粒子判別[2]を行い，降水粒子の分布について，気象庁の雷監視システム（LIDEN）で観測された雲放電・対地放電の位置との対応を調べた．

## 3. 対象事例

雷雲 A は 14:43 に MP-PAWR の観測範囲の北西端（埼玉県西部）に入り始め，発達しながら南東進して 16 時から 20 分程度の間には埼玉県南部において雷雲西部の反射強度の強い領域（最大約 45dBZ）付近で雲放電・対地放電をもたらした，その後東京都内に入った．都内の立川市付近では雹もしくは霰が降ったことが[1]および SNS において多数報告されている．その後，雷雲 A は衰退しながら南東進して 17 時頃神奈川県北部に移動し，17:30 頃には東京湾に到達してその後消滅した．

## 4. 解析結果

立川市付近で雹または霰の報告があった時間帯の高度 1km の降水粒子判別の結果を図 1 に示す．この時間帯の地上気温は 8~9℃（周辺のアメダス観測点），0℃高度は約 1.2km，-10℃高度は約 2.6km で，上空は西または北西の風が卓越していた（館野における高層気象観測）．霰・雹の報告があった立川市付近では湿霰が判別されており，レーダー反射強度の値は 40dBZ を超えていた．図 2 に雷雲 A の降水粒子判別で，乾霰および湿霰が判別された領域の高度分布の時間変化を示す．発雷時には 0℃高度から-10℃高度にかけて乾霰が多く判別されていたが，発雷終息後にはこの高度の乾霰の体積が大きく減少した．また，立川で降雹が見られた時間には乾霰が大きく減少しており，地上に湿霰を降らせながら雷雲 A は衰退していったと考えられる．

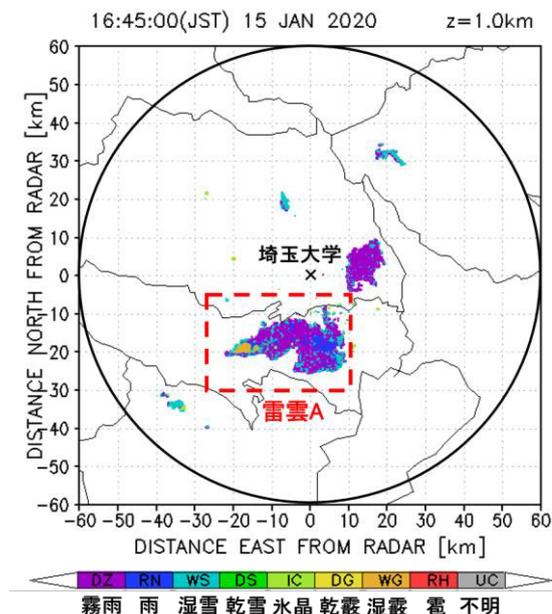


図 1 16:45 の高度 1km における降水粒子判別結果.

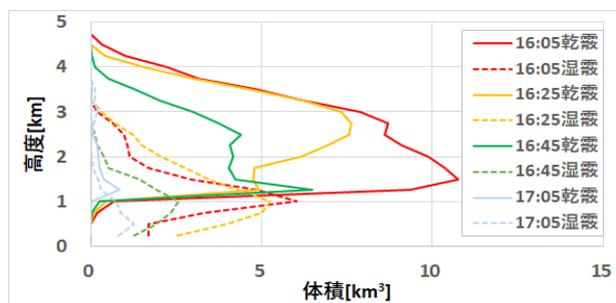


図 2 16:05（赤色：発雷時），16:25（橙色：発雷終息直後），16:45（緑色：立川での降雹時），および 17:05（水色：雷雲 A 衰退期）の乾霰（実線）および湿霰（点線）の高度 0.25km ごとの体積分布．

## 謝辞

本研究では MP-PAWR のデータを情報通信研究機構（NICT）よりご提供頂きました。また気象庁の LIDEN のデータを使用させて頂きました。

## 参考文献

- [1] ウェザーニュース，  
<https://weathernews.jp/s/topics/202001/150225/>，  
2020/07/21 閲覧．
- [2] Kouketsu, T., et al., 2015, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **32**, 2052-2074.

# 線状の降水域の自動検出に関する研究

\*高澤郁也<sup>1)</sup>, 北畠尚子 (気象大学校)

1) 現: 松江地方気象台

## 1. はじめに

線状降水帯はたびたび大雨災害をもたらすことが知られ、メカニズムや発生条件の研究のために、客観判定により事例を大規模に抽出することが必要とされている。先行研究における客観判定手法は数時間の積算雨量が一定以上の地域を閉曲線で囲い、その長短軸比が一定以上のものを線状としているが、地形性の降水強化を検出してしまいう例があり、検出精度低下の原因となっている。

本研究では積算雨量に代わって、5分ごとのレーダー画像に対して、CNN(Convolutional Neural Network)を用いて線状の降水域の有無を2値分類することを目標とした。なお本研究では、同じような場所に停滞して大雨をもたらす「線状降水帯」と区別して、5分ごとのレーダー画像で分布が線状に見える降水域のことを「線状の降水域」と呼ぶことにする。

## 2. データセット・モデル

レーダーデータとしては5分毎全国1kmメッシュレーダーエコー強度(2015年～2017年)を使用した。5分ごとのレーダー画像に線状の降水域の有無をラベル付けたデータセットは存在しないため、以下の方法でデータセットを作成した。

まず廣川ほか(2018)の方法による3時間積算雨量に基づく線状降水帯のリスト(気象研究所廣川氏提供)の各事例について、5分ごとのレーダー画像(100×100格子、約113km×約92km)を目視で確認し、線状か否か分類して、機械学習の教師データとした。作成したデータセットは年ごとに訓練用・検証用・評価用に分割し、データ数は表1の通りとなった。

訓練用データに関しては、表1の個数から「非線状」の一部を間引くことで「線状」と「非線状」の個数がほぼ同数になるよう調整した後、各画像をランダムな角度で回転した画像を8パターン作ることで、訓練用データの総数を約20000個とした。学習に使用したモデルは畳み込み3層のCNNモデル(表2)である。

表1 データセットの各年のデータ数

年	2015(訓練用)	2016(検証用)	2017(評価用)
線状	1198	1314	1494
非線状	2124	3430	4380

表2 モデルの層構造(下段は各層の出力 フィルタ数\*縦\*横)

Input	Pool	Conv	Pool	Conv	Pool	Conv	FC	FC
1*100*100	1*50*50	32*48*48	32*24*24	32*22*22	32*11*11	32*9*9	256	2

## 3. 結果・考察

表3 目視とモデルの判定結果比較

目視 \ モデル	線状	非線状
線状	1040	454
非線状	354	4026

評価用データの判定結果は表3のようになり、この実験の適中率は86.2%、同じ条件での5回の実験の適中率の平均は84.7%となった。複数の降水帯が同時に発生している場合など適切に判定できない事例(図1左)もあったが、地形性の降水強化を非線状と判断できなかった事例(図1右)もあった。

発表では他の条件による実験結果も報告する。

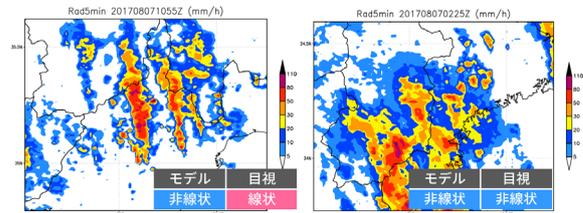


図1 判定結果の一例(左:2017年8月7日静岡県付近の事例 右:2017年8月7日記伊半島付近の事例)

## 4. まとめ

線状の降水域のような既存のデータセットがない現象に対しても、現実的な作業量で機械学習モデルが作成できることが分かった。単一の画像ではなく、時間的に連続する複数の画像を動画として処理するモデルを作成することにより、降水帯の停滞性を加味した人間の目視に近い判定が行える可能性がある。

### 参考文献

廣川康隆ほか, 2018: 線状降水帯発生条件の有効性についての客観的検証, 日本気象学会 2018 年度秋季大会講演予稿集, A358.

# 台風 Maria (2018) のレインバンドに関する地形性降雨強化の解析

細川 椿, 山田 広幸 (琉球大理), Ben Jong-Dao Jou (台湾大)

## 1. はじめに

2018 年台風第 8 号 (Maria) は、7 月 10 日に台湾の北を西進し、台湾北部の山岳地域に大雨をもたらした。特に台北市の北側に位置する陽明山では、竹子湖観測点で 24 時間積算雨量が 306 ミリに達した。降水のピークをもたらしたレインバンドが通過した地点の中でも特に山岳域に分布する観測地で比較的大きな降水量が観測された。本研究では雨量計ネットワークと、五分山に設置されている S-バンド偏波ドップラーレーダー (WSR-88D) を使用し、レインバンド通過時の地形による降水強化過程を調べた。

## 2. 結果

台風接近時の環境におけるフルード数 ( $Fr$ ) を台北市の高層観測データを用いて診断した結果、 $Fr=4.72$  となり、気流は陽明山を乗り越えるような環境であった。レインバンドが陽明山を通過している 7 月 10 日 1849 UTC のレーダー反射強度を図 1 に示す。この時台風の中心は台湾の北岸沖約 100km に位置していた。

陽明山を含む領域 (図 1) で平均した東西-時間断面を図 2 に示す。1849 UTC (図 2 破線 ii) にレインバンドが通過する以前にも陽明山上では 35 dBZ 以上の反射強度が持続していた。

雨量計のデータで大きな差があった平地の観測点 (淡水, 図 1 の T) と山頂の観測点 (鞍部, 図 1 の A) で領域平均した鉛直プロファイルを図 3 に示す。反射強度は、レインバンド通過時 (図 2 破線 ii, 図 3 実線) はどちらの領域でも下層に向かって増加が見られたが、レインバンド上陸前 (図 2 破線 i, 図 3 破線) の時間は山頂のみで反射強度の増加が見られた (図 3a)。 $K_{DP}$  は山頂の下層 (3 km 以下) で急激な増加が見られ、反射強度よりも大きな差が表れた。これは山頂である鞍部で降水粒子の成長と粒子の数が多く密集していることを示し、平地の淡水に比べてより衝突併合過程が卓越したを示唆する。

## 3. まとめ

台風第 8 号のレインバンド接近時の陽明山付近での降水の極大について、降水粒子の成長は主に 3km 以下で顕著であることが分かり、山頂付近では衝突併合過程による粒子の成長が降水強化ともたらしていると考えられた。台風の接線風による気流が陽明山を乗り越える環境であったことから、陽明山の風上では上昇流が存在し、雲粒の

生成や降水粒子の衝突併合過程を促進していた可能性がある。観測データの結果を検証するため、今後数値シミュレーションを行う必要がある。

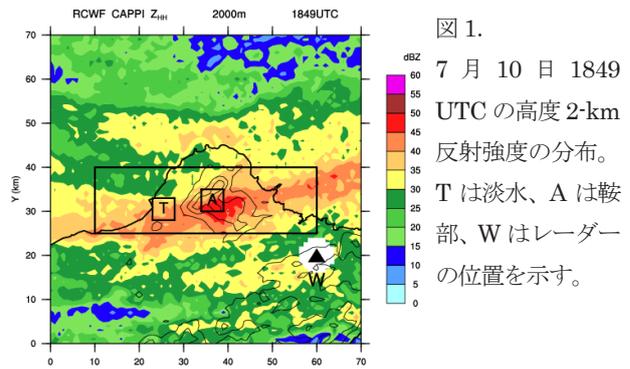


図 1.

7 月 10 日 1849 UTC の高度 2-km 反射強度の分布。T は淡水、A は鞍部、W はレーダーの位置を示す。

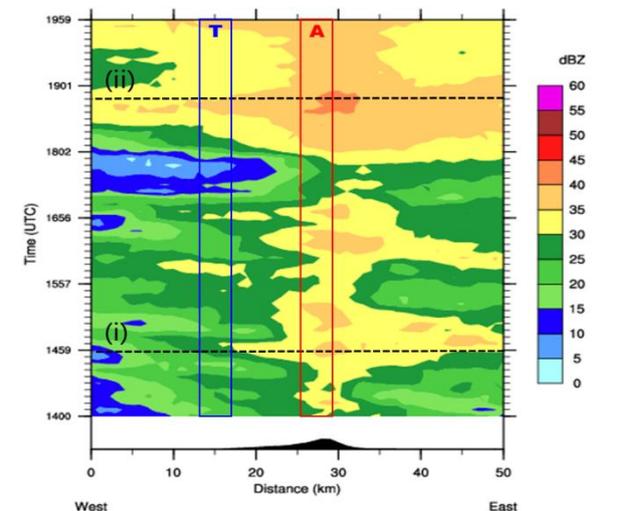


図 2. 東西-時間断面図。平均領域は図 1 を参照。図 1 の淡水 (T) と鞍部 (A) の領域をそれぞれ示している。

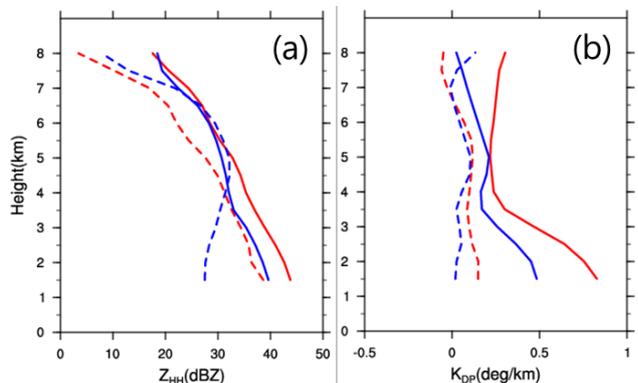


図 3. (a) 反射強度、(b)  $K_{DP}$  の鉛直プロファイル。青は図 1 領域 T、赤は図 1 領域 A で平均した値で破線は図 2 (i) 1459 UTC、実線は図 2 (ii) 1849 UTC のプロファイルを示す。

# 日本周辺の線状降水帯の統計解析

\*後藤優太， 佐藤正樹 (東京大学大気海洋研究所)

## 1. はじめに

線状降水帯は、幅 20km~50km、長さ 50km~300km のバンド状の降水帯であり、対流セルが連続的に形成されることで数時間にわたってほとんど同じ場所にとどまり、大雨をもたらす[1]。線状降水帯は日本の集中豪雨事例の約半数を占めるとされているが、日本列島以外では観測数が少ないため、日本の線状降水帯に相当する現象はほとんど認知されていない。

日本以外で線状降水帯が少ないのであれば、その環境場が異なると考えられる。また、類似の降水帯があれば、何か共通の環境場があると考えられる。そこで、日本列島を含む広域で線状降水帯を統計的に調べた。

## 2. 使用データ

降水データには IMERG の 30 分毎のデータから、3 時間と 24 時間の積算降水量をそれぞれ計算して使用した。IMERG は地上観測で補正したデータを用い、水平解像度は 0.1 度格子である。解析期間は 2001 年~2005 年の 5 年間とし、冬季を除いた 4 月~11 月を対象とした。解析領域は日本周辺の北緯 25 度~50 度、東経 125 度~150 度であり、海上の点を含む。

## 3. 手法

手法は Kato[1]を参考に定める。初めに、各格子点で集中豪雨を抽出する。Step1 で各格子における前 24 時間積算降水量の上位 50 位以内を抽出する。Step2 では、Step1 で抽出された事例の発生時刻から 12 時間前まで遡り、前 3 時間積算降水量が 50mm を超える事例を抽出する。Step3 では、Step2 の中で時間間隔 24 時間以内、かつ直線距離 150km 以内のものを同一事例と判定する。

続いて、抽出された集中豪雨事例から、線状降水帯を抽出する。同一事例の中で、前 24 時間積算降水量の最大値を記録した点を集中豪雨発生位置と定義し、その地点で 3 時間積算降水量の最大値を記録した時刻を発生時刻とする。発生時刻において、前 3 時間積算降水量が 10mm 以上、30mm 以上の降水域をそれぞれ最小二乗法で楕円にフィッティングし、10mm 以上の降水域の縦横比 2.0 以上、30mm 以上の降水域の長軸が 50km 以上を共に満たすものを線状降水帯と定義した。

## 4. 結果

集中豪雨事例は 961 事例、線状降水帯は 418 事例抽出することが出来た。当該期間中に顕著な線状降水帯事例の一つである平成 16 年新潟・福島豪雨を線状降水帯事例の一つとして抽出することができ、ある程度対象とする線状降水帯を抽出することが出来ていると考える。線状降水帯の発生位置を図 1 に、集中豪雨に対する線状降水帯の比率を領域ごとに計算した結果を図 2 に示す。図 2 より、九州から東シナ海では線状降水帯の比率が高いことが分かる。一方で、太平洋上でも同様に高くなっている。ただし、集中豪雨事例、線状降水帯事例共に、台風、熱帯低気圧によるものを含んでおり、線状降水帯の発生比率の地域的な特徴については更に研究を進める必要がある。

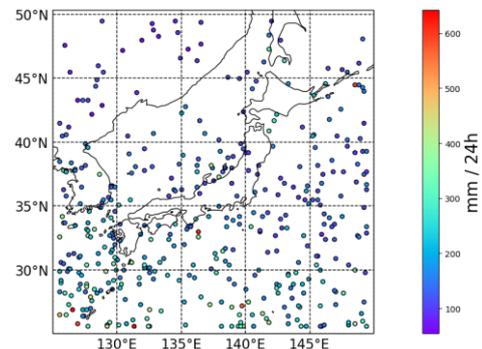


図 1. 線状降水帯の分布。点は各事例で最大前 24 時間積算降水量の点。陰影は前 24 時間降水量の最大値。

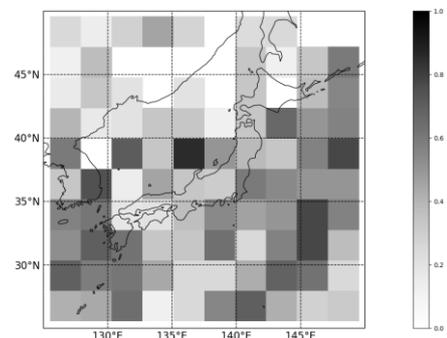


図 2. 集中豪雨に占める線状降水帯の発生比率

## 参考文献

[1] Kato, T., 2020, *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 485-509.

# Origin of Water Vapor for the Atmospheric River in the Heavy Rain Event of July 2018

Yunhee Kang\*, Kazuhisa Tsuboki, and Masaya Kato

(Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University)

## 1. Introduction

Heavy rainfall occurred in western Japan from June 28 to July, 2018, and this event was officially named the ‘‘Heavy Rain Event of July 2018’’. The heavy rainfall was supported by a persistent channels of strong water vapor transport from the East China Sea (ECS) to the Japanese Island. The water vapor from spot is considered as an atmospheric river (AR). The AR supported the development of mesoscale convective systems (MCSs) over land. These MCSs organized line-shaped, that interacted with the terrain and local winds, resulting in heavy rainfall and flooding events.

The heavy rainfall events associated anomalous water vapor transport of the AR have enormous socioeconomic impact in Japan. AR is an important ingredient in heavy rainfall and the magnitude and spatial distribution of AR is examined by the type of trajectories. The majority of AR events in Japan are grouped into two trajectory types: southwesterly moisture transport from the East China and western North Pacific. Thus, it is important to clarify the exact moisture sources associated AR. The purpose of this study is to investigate the origin of water vapor for AR that cause the heavy rainfall.

## 2. Data and Methods

The multiscale analyses in this study was conducted using observational and objective analysis data. The primary data set used is the ECMWF atmospheric hourly reanalysis (ERA-5). The ARs detection is based on vertically integrated vapor transport (IVT), which is calculated as

$$IVT = -\frac{1}{g} \int_{1000hPa}^{300hPa} q \vec{V} dp \quad (1)$$

where  $q$  is the specific humidity,  $g$  is acceleration due to gravity, and  $\vec{V}$  is the total horizontal vector wind.

The backward air parcel trajectories were computed from the NCEP Global Data Assimilation System (GDAS) 6-h model analyses using Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) model. For this analysis, three groups of six 144-h backward air parcel trajectories ending at 0000 LST 05 July 2018 at 1 (~890), 4 (~630), 6 km (~490 hPa).

## 3. Results and Discussion

The passage of Typhoon Papiroon (2018) and northeastward retreat of the North Pacific Subtropical High (NPSH) are a favorable synoptic condition that result in the transport of strong water vapor transport. The AR ( $IVT \geq 250 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) detected had a length of approximately 3000 km from the ECS to Japan, persisted for about 24 hours, and had maximum  $IVT \geq 500 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ .

The trajectory analysis showed that the moist air parcels ending at 1, 4, 6 km originated from about 2 km in the South China Sea (SCS, Fig. 1a). The air parcel ending at 1km stayed constant but the air parcel ending at 4, 6km increase rapidly from about 2 km at 0000 LST 02 July 2018 around Taiwan and the Philippine (Fig. 1b). The median parcel relative humidity at 6 km steadily increased from 70 % to 83 % and the median parcel potential temperature at 6km stayed relatively constant at about 310 K during 0000 LST 2 July–0000 LST 03 July (Fig. 1b and 1c). It is indicated that the parcels undergo lifting process and the deep moist convection developed in this region. To better understand the physical mechanism for extreme rainfall, the relationship between the AR and MCS in the ECS will be examined in detail.

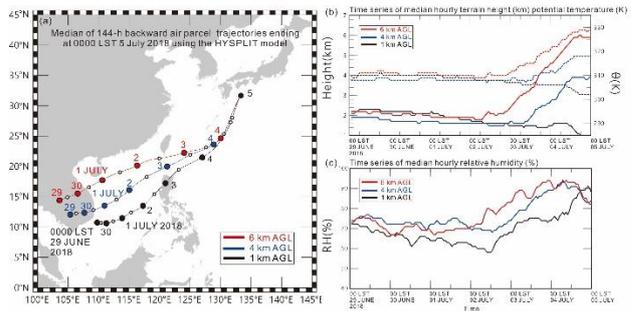


Fig. 1. (a) median of 144-h backward air parcel trajectories ending at 1, 4, 6 km. (b) Time series of median hourly terrain height (km, solid lines) and median hourly potential temperature ( $\theta$ , dashed lines). (c) Time series of median hourly relative humidity (%).

## 下層水蒸気量と海風前線の対流発生への寄与 -羽田空港周辺 2018年9月2日の事例-

\*吉田 智,酒井 哲,永井智広,小司禎教,瀬古 弘 (気象研)

### 1. はじめに

気象研究所では、2017年より3年間の夏季について、羽田空港の近郊で、可搬型水蒸気ラマンライダー(以降、RL)を用いて水蒸気量の鉛直プロファイルを観測した。ここで得た水蒸気データを同化し、降水予測精度を向上させる手法の開発を進めている(吉田他、2019 秋季大会予稿)。それと同時に、羽田空港の気象測器(ドップラーライダーやドップラレーダ(DRAW)、シーロメータ、地上気象観測)とRLの解析を行い、積乱雲の発生・発達の研究を進めている。本稿では、2018年9月2日に10時から12時(UTC、以後同じ)に羽田空港近辺で発生・発達した積乱雲について解析した結果を示す。

### 2. 結果とまとめ

図1に羽田空港ドップラーライダー2号機(以降、DL2、 $\nabla$ )の仰角0.7度におけるドップラー速度のPPIを示す。2018年9月2日の9時頃までは、地上付近では北東風が卓越していた。10時頃から東南東の海風(sea breeze; SB)が羽田空港付近に流入すること(緑矢印)により、海風前線(sea breeze front; SBF、ピンクの破線)を形成し、積乱雲が発生した。地上観測(○)およびRL(□)の観測結果より、SBは北東風と比較し低温で乾燥していることが分かっている。北東風とSBがDL2の南約5kmでSBFを形成し、その北側にある羽田DRAWで、この積乱雲のファーストエコーが確認された(10時35分、水色の実線)。その後、SBFは徐々に北上しながら、11時05分頃にRLの上空を通過し、11時30分頃にDL2上空を通過した。SBFの北上に伴い、発生した積乱雲は発達を続け、12時10分にはSBが弱まり、その結果積乱雲も衰退を始めた。

図2aにRL観測により得られた水蒸気量の鉛直プロファイルを示す。シーロメータの観測によると、同図より、SBFがRLに到達する11時頃まで大気下層に水蒸気量が徐々に上昇している。ライダーの風分布を考えると、下層の北東風により水蒸気が増大していたと考えられる。

RL観測点における11時の局地解析のデータから気温と気圧のプロファイルと、RLで得た水蒸気混合比を用いてCINを算出した(図2b)。下層への水蒸気流入により、10時からの1時間でCINがおおよそ30J/kg増加

しており、下層の大気状態はより対流が発生しやすい状況になっていた。そこにSBFとそれに伴う上昇気流の発生により、対流が発生したと考えられる。

謝辞 本研究の一部はJSPS科研費(17H00852, 19H01983)の助成を受けた。東京湾環境情報センターより川崎人工島の気象データの提供を受けた。ここに謝意を表す。

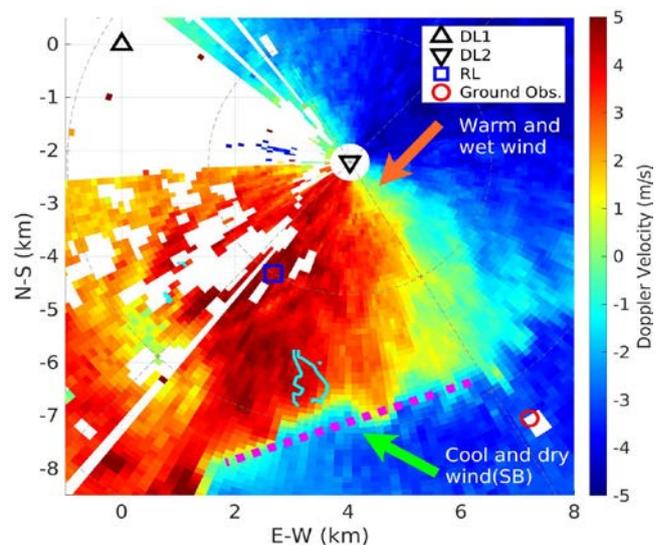


図1: ドップラーライダー観測結果(10時33分)。北東風と東南東の風が地上の収束を形成。羽田DRAWの10dBZ以上の反射強度の領域(水色)。SBFは破線(ピンク)で示す。

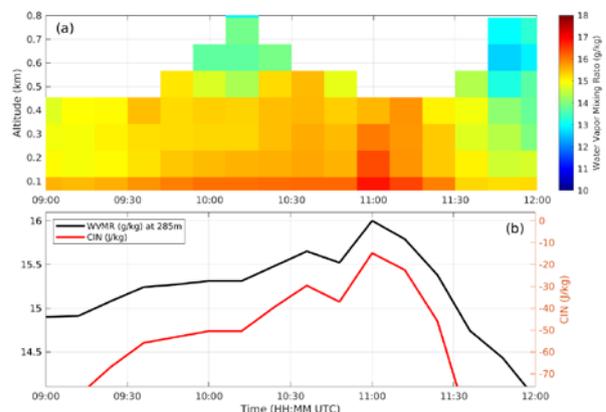


図2: (a) RLで得た水蒸気混合比。(b) RLで得た高度285mでの水蒸気混合比(黒)と11UTCのLAおよびRLの観測結果を用いて計算した、持ち上げ高度285mのCIN(J/kg)。

# 長崎におけるライダーによる水蒸気鉛直分布の初期観測

\*吉田 智、酒井 哲、永井 智広、小司 禎教、瀬古 弘(気象研)、  
白石 浩一(福岡大)、清水 慎吾(防災科研)

## 1. はじめに

気象研究所では可搬型水蒸気ラマンライダー(以降、RL)を用いて2016年より関東で水蒸気ライダー観測を行い、データ同化の有用性を示してきた(吉田他、2019年秋季大会予稿)。線状降水帯に伴う降水量の予測精度向上を目的として、2020年度より気象研・福岡大学・防災科学技術研究所の共同研究のもと、長崎市野母崎でRLを用いた水蒸気ライダー観測を開始した。本稿では観測の概要を紹介するとともに初期結果を示す。

## 2. 観測の概要

RLは気象研で開発した水蒸気ラマンライダーである。Nd:YAGレーザを用いて355nmのレーザ光パルスを生成し、鉛直上向きに照射する。窒素分子および水蒸気分子のラマン散乱光を望遠鏡で受光し、その強度比から水蒸気鉛直プロファイルを得る(Sakai et al., 2019)。長崎市野母崎でのRLによる観測は2020年の6月18日より開始し、2020年の9月末まで実施する。

## 3. 初期観測結果

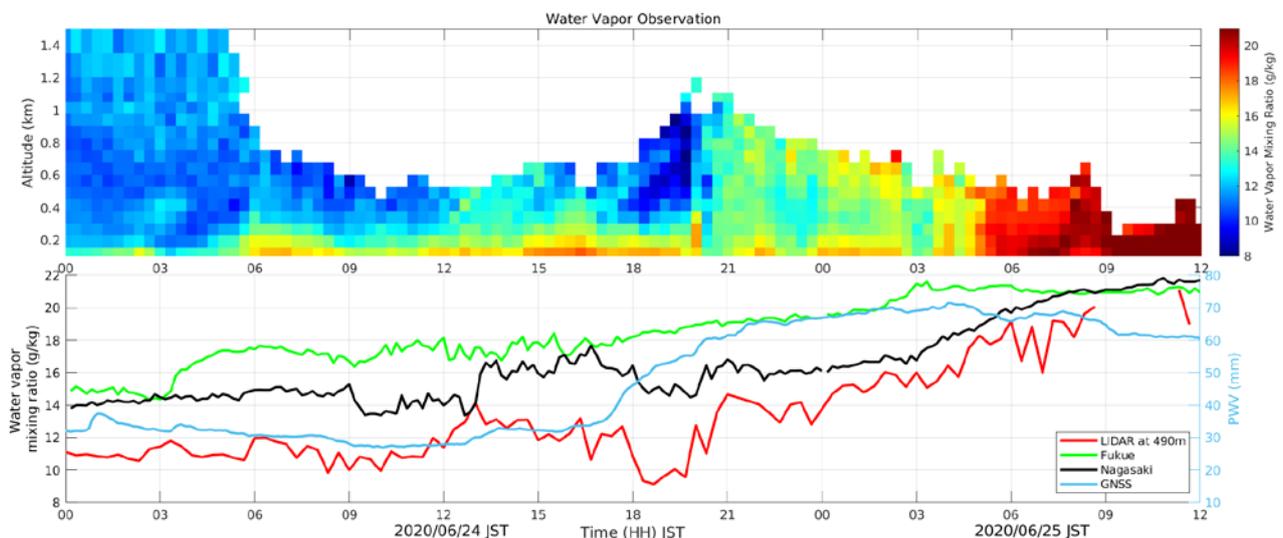
2020年6月24日の21時頃に長崎半島に温暖前線が通過し、南から暖かく湿った大気の流れ込み、25日の午前0時頃から早朝にかけて五島列島から長崎半島へ連なる線状降水帯が発生した。

線状降水帯が発生していたときの水蒸気の観測結果を図に示す。上段はRLで得た水蒸気混合比、下段はRLの上空および福江・長崎の地上観測で得た水蒸気混合比、GNSSによる可降水量である。温暖前線が通過した21時に1kmより下層で水蒸気量が急上昇していた。その後も上昇を続け、線状降水帯が弱まる25日の9時頃まで上昇を続けていた。RLが線状降水帯に湿った大気下層の流入を明瞭に捉えていたことがわかる。

高度490mの水蒸気混合比(赤線)は、地上(緑や黒線)より顕著な上昇を示している。また、GNSSによる観測(青線)でも18時頃から大幅な上昇がみられており、水蒸気の流入は厚みを持った湿った気塊の流入として観測すべきことを示している。

線状降水帯の予測精度を向上するには大気下層の暖湿流を捉え、データ同化により水蒸気場を改善することが重要と考えられている。今後、得られた水蒸気量の鉛直プロファイルデータを同化に用い、降水予報への効果を調べる予定である。

謝辞 本研究の一部はJSPS科研費(19H01983)およびの内閣府総合科学技術・イノベーション会議の戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)「国家レジリエンス(防災・減災)の強化」(管理法人:防災科研)によって実施された。



(上段) RLで得た水蒸気混合比。(下段) RLで得た高度490mの水蒸気混合比、福江・長崎での地上観測で得た水蒸気混合比、RLから東に約2.3kmの地点でGNSSより得た可降水量(青)。

## 雲解像・水同位体データ同化システムを目指した 水同位体 NICAM の改良とその検証

\*田上雅浩(国環研)・芳村圭(東大生研)・八代尚(国環研)

### 1. はじめに

水の安定同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$ ) は、大気中の水循環の強度を表す指標として考えられている。気象学では、GCM の大気水循環の強度を検証するトレーサーとして用いられている。我々の研究グループでは、このような水同位体の性質を利用し、観測された水同位体データを水同位体過程を導入した雲解像モデル(NICAM)に同化させることで、雲物理や対流過程の改善、さらにはそれによる極端気象現象の予報精度の改善を目指している。本発表では、最新の NICAM に導入されている水同位体過程を改良し、それによる実験を行った結果について紹介する。

### 2. 研究方法

本研究では最新の開発版 NICAM (NICAM19.0) を対象に、それに導入されている水同位体過程の改良を行った。NICAM の物理過程は、空間解像度が低いものから高いものまで網羅しているが、ここで低解像度時に使用する物理過程を対象とする。主な物理過程は、Arakawa-Schubert (AS) スキーム、大規模凝結スキーム、陸面スキームなどである。

本研究では、二段階に分けて水同位体過程の改良を行った。まず一段階目では、相変化時に変化する同位体分別をオフにし、その上でトレーサーとして導入されている水が予報変数の水を正しく追跡できているかを確認した。ここでは初期条件および境界条件については予報変数の水と同じ値を入力した。予報変数の水とトレーサーの水との間に差異があれば、それはトレーサーの物理過程に過不足に関係する。本研究では、入念に水トレーサーの時空間変動を確認し、同位体過程を改良した。この更新の結果、雲水に関する水同位体トレーサーを AS スキームと大規模凝結スキームに新たに追加した。第二段階目では、同位体分別をオンにし、降水や水蒸気の水同位体比の変動に関する水同位体過程の導入を行った。特に、第一段階目で追加した雲水の水同位体トレーサーの相変化に同位体分別を導入した。また降水過程において、落下雨滴と周囲水蒸気との同位体交換に関する過程についても導入した。

本研究では、このように導入された水同位体 NICAM を用いて検証実験を進めている。2018 年 7 月 1 日を開始日とした AMIP 型の気候実験を行った。出力は気温や降水量といった要素に加え、水同位体に関する変数(降水同位体比、対流性降水同位体比など)についても出力した。

### 3. 結果

本発表手稿では、シミュレーションが完了している 2018 年 7 月の結果について紹介する(図 1)。シミュ

レーションされた 7 月の水蒸気同位体比は、赤道付近は-10‰と高く、極域では-60‰より低かった。このような空間分布パターンは緯度効果と呼ばれており、降水の同位体比をはじめ、衛星観測による観測結果でも見られるものである。ここでの緯度効果については特に大規模凝結過程が重要な役割を担っており、飽和した水蒸気量を計算する際や雲水の相変化を計算する際に同位体分別を考慮することが緯度効果の再現に重要であることがわかった。

降水の同位体比についても、水蒸気同位体比と同様に緯度効果が認められる。ただし、降水の同位体比は 30 度以南の地域で 0‰より高く、これは観測値よりも過大である。このように過大である理由としては、降水過程における同位体過程のチューニング、特に落下雨滴とその周囲の水蒸気との同位体交換過程をさらに検証する必要があると考える。今後、降水過程における同位体過程のさらなるチューニングを進めていく。その上で、シミュレーション期間を延長し長期間において観測された降水や水蒸気同位体比の観測結果と比較する。

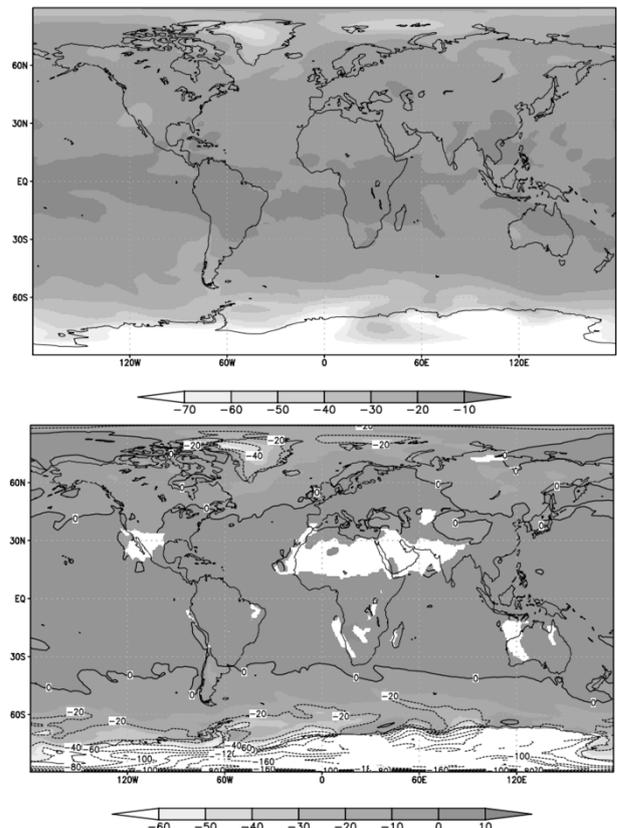


図 1: 水同位体 NICAM によって計算された 2018 年 7 月における水蒸気  $\delta^{18}\text{O}$  の空間分布(上図)と降水  $\delta^{18}\text{O}$  の空間分布(下図)。単位はいずれも‰である。

# 日本におけるダウンバースト統計解析

\*藤本美紅, 宮本佳明 (慶應義塾大学),

## 1. はじめに

ダウンバーストは、積乱雲内の降水粒子によって冷やされ重くなって生じ、地面に到達すると放射状に吹き出す下降気流である。ダウンバーストは建築物の損壊など甚大な被害を起こす突風現象だが、未だ詳しいメカニズムは明らかになっておらず、さらに、発生数の地域的特徴がないことから発生予測が難しい。村松・川村(2012)は1981年から2009年までに日本で発生した全63事例の統計的特徴を述べているが、本研究では1990年から2020年に発生した事例をより地域・時刻・要因別に解析し、また、発生の環境場に注目する。

## 2. 使用データ

気象庁 HP「竜巻等の突風データベース(気象庁2020)」の1990年から2020年のダウンバースト事例を抽出した。

## 3. ダウンバーストの発生状況と実態

1990年から2020年6月まで149件のダウンバーストが報告された。ダウンバーストは内陸部、特に北関東に多いことがわかる(図1)。また、群馬県にある榛名山と赤城山の麓での発生が顕著である。このことからダウンバースト発生には地域的特徴があることがわかる。そして、北関東のダウンバースト発生事例の要因として雷雨が多いことも特徴である。しかし、東北地方や中部地方では、日本海低気圧や寒気の移流などが発生要因となる事例が多い。このことから要因や発生時刻は地形や地域特有の気象条件によって異なることが示唆されるため、地域別で調べる必要があると考えられる。

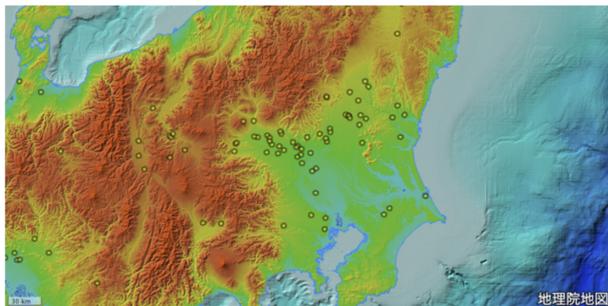


図1. ダウンバーストの発生地域分布。

次に、ダウンバーストの発生前後の特徴を特定するため次の基準で事例を抽出した。①発生時に近傍気象官署で気温、降水量、風速が顕著に変化したもの、②気象庁による被害調査が行われたもの、③近傍気象官署から発生地点付近が半径20km以内のもの。抽出した9事例の発生1時間前後の降水量、発生時からの気温差の変化を図2・3に示す。降水量は発生約10分前から急激に増加し、発生時に極大となり、その後減少している(図2)。気温は発生数分前から急激に減少し、発生時に極小となる(図3)。

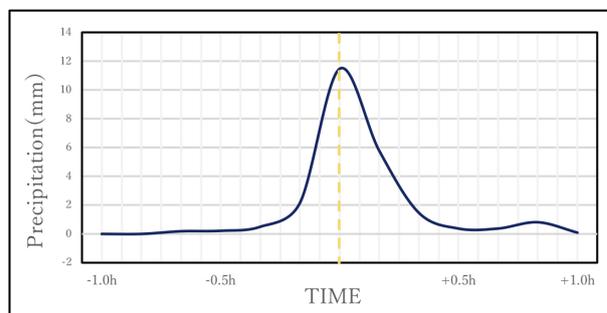


図2. ダウンバースト発生前後1時間における、9事例で平均した降水量の時間変化。

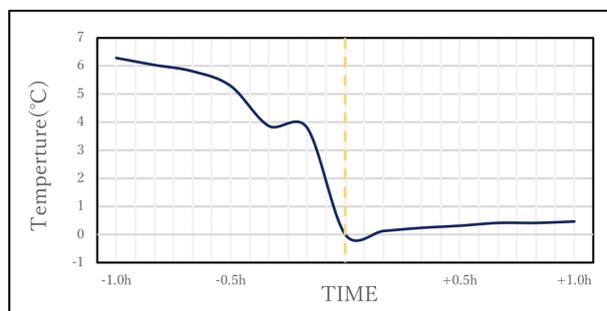


図3. 図2と同じだが、発生時刻からの気温差。

## 4. まとめ

ダウンバースト事例の発生地点を地図上で示すことで、地域的特徴があることがわかった。また、複数の発生事例のダウンバースト発生時刻前後の降水量、気温変化の平均的描像が得られた。発表では、さらに細かく地域、時間毎の解析結果を紹介する。

### 参考文献

村松貴有,川村隆一,2012:日本におけるダウンバースト発生の環境場と予測可能性.天気.69-87

## 令和元年台風第19号における降水強化メカニズム

\*荒木健太郎<sup>1</sup>, 柳瀬亘<sup>1</sup>, 北嶋尚子<sup>2</sup>, 林修吾<sup>1</sup>, 黒良龍太<sup>3</sup><sup>1</sup>: 気象研究所, <sup>2</sup>: 気象大学校, <sup>3</sup>: 気象庁

## 1. はじめに

令和元年東日本台風(台風第19号)による記録的な大雨の要因として, 多量の水蒸気流入に加えて台風北側の前線の形成・強化が重要であり, 地形の影響で降水が大幅に強化された地域があったと報告されている(荒木ほか, 2020年春季大会). 本研究では, 本事例において降水が強化されるメカニズムについて調べた.

## 2. 数値実験の設定

水平解像度2kmの気象庁非静力学モデルによる数値実験を行った. 初期値・境界値にはメソ解析を使用し, 台風と日本を含む計算領域で10月11日9時(JST, 以下同様)から53時間積分した. また, 荒木ほか(2020)と同様に現実的な地形を用いた標準実験(CNTL), 本州の標高を0mにした実験(NOZS)も行った.

## 3. 降水強化メカニズム

実験の結果, CNTLでは山岳の斜面で雨量が著しく増大するという実況と近い雨量分布が再現され, NOZSでも台風進路北側にあたる地域で大雨が再現された(図1). NOZSの大雨域は台風北側の前線に多量の下層水蒸気流入があった地域と概ね対応していた(図略).

詳細な降水強化メカニズムを調べるため, CNTLでは地形の影響が大きいと考えられる地域(図1aの領域A), NOZSでは前線の影響が大きいと考えられる地域(図1bの領域B)について各種物理量の高度時間断面を調べた(図2). その結果, CNTLでは12日9~12時にかけて領域Aを水平相当温位勾配の大きな前線が北上し, それに伴う上昇流の強まりが見られた(図2a). その後は12日夕方にかけて大気最下層から高度3~4kmにかけて地形性と考えられる上昇流が維持され, 21時頃には台風中心近傍で上昇流が高度15km以上まで強まった. 上昇流に対応して大気最下層~高度約4kmで雲水混合比が増大した(図2b). 一方, NOZSでも12日9時頃までは領域B上空で潜在的な前線が見られ, その後15時以降台風からのびた前線が台風通過まで維持され, 前線面で上昇流が強まるとともに雲水混合比も増加した. また, 雨混合比は両実験ともに融解層以下で大きくなり, CNTLでは特に下層まで大きい値だった(図2c). 雲物理過程による雨混合比の生成率は両実験とも融解層直下で大きくなっていったが, CNTLでは大気最下層まで生成率が大きかった(図2d). 雨の生成に関わる素過程をそれぞれ調べたところ, 雪や霰

の融解による生成以外には雲水の捕捉(Accretion)による雨の生成が支配的だった(図2e). 雲水の捕捉による雨の生成はNOZSでは前線面での上昇流域で水雲の存在する場所でも起こっていた.

これらのことから, 本事例では前線による降水に加えて地形の影響で大雨となったが, その機構として地形性上昇流だけでなく前線面での上昇流で形成された水雲にも台風自身に伴う雲からの雨が落下することで, 雲水を捕捉して雨が成長するSeeder-Feederメカニズムが働いて降水が強化されたと考えられる.

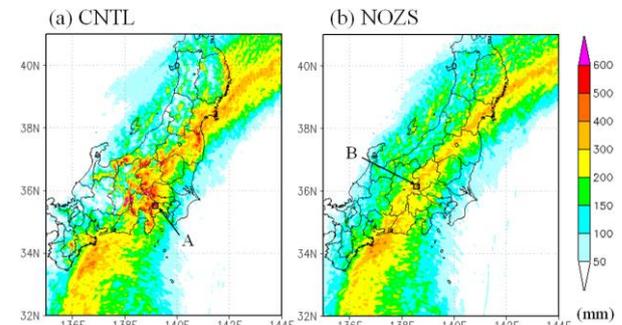


図1 (a) CNTL と (b) NOZS における10月11日9時~12日12時の51時間積算雨量(mm).

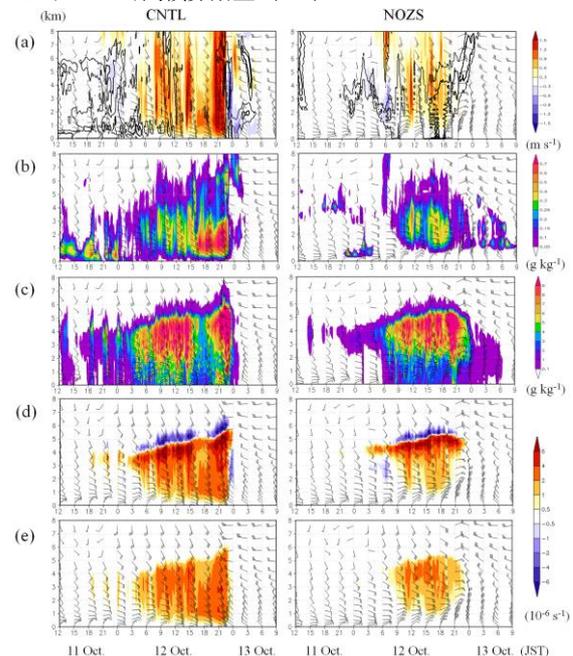


図2 10月11日12時~13日9時までのCNTLの領域A(左)とNOZSの領域B(右)における各種物理量の高度時間断面図. (a) 鉛直流(カラー)と水平相当温位勾配(実線,  $0.5 \sim 1.0 \text{ K}(10\text{km})^{-1}$ ), (b) 雲水混合比, (c) 雨混合比, (d) 雲物理過程による雨混合比の生成率, (e) 雲粒の捕捉による雨混合比の生成率. (c)のみ領域最大値で他は領域平均値. 矢羽根は各高度の水平風. 縦軸は対地高度(km).

# 令和2年7月豪雨における九州の線状降水帯発生状況

\*増田有俊,山路昭彦,安部智彦,齊藤洋一,齋藤泰治 (日本気象協会),  
清水慎吾,前坂剛 (防災科学技術研究所),清野直子,廣川康隆 (気象研究所)

## 1. はじめに

SIP 第2期の研究課題である「線状降水帯の早期発生及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究(研究代表者:国立研究開発法人防災科学技術研究所)」では,15時間先予測(線状降水帯インデックス),線状降水帯検知情報(発生のおそれ,発生中)を提供している。本報告は,線状降水帯(発生中)の情報から令和2年7月豪雨の特徴を整理したものである。

## 2. 線状降水帯の抽出条件

線状降水帯の抽出は以下の条件とした。

対象期間 : 7月3日から7月11日

対象地域 : 九州地方周辺

使用データ: 解析雨量(速報版解析雨量)

線状降水帯の抽出条件:

- ① 3時間積算降水量が80mm以上の分布域が線状(長軸対短軸の比が2以上)
- ② その面積が500km<sup>2</sup>以上
- ③ ①の領域内の3時間積算降水量の最大値が100mm以上

※時空間的に連続性が高いものは同一事例とした

## 3. 結果

九州地方で13事例の線状降水帯を確認した(表1)。球磨川の氾濫をもたらした線状降水帯(No.2)の継続時間は11時間半と非常に長かった。13事例の線状降水帯を,1日単位(正午~翌日正午)で図1に示す。7月3日3時におけるNo.2事例の降雨分布図を図2に示す。

表1 九州地方で確認された線状降水帯

No.	最初の検出時刻	最後の検出時刻	継続時間	「氾濫発生情報」の発表状況
1	07/03 19:30	07/04 00:20	04:50	
2	07/03 23:20	07/04 10:50	11:30	球磨川:熊本県 八代市 芦北町 球磨村 人吉市 相良村 (5時55分、7時50分、17時30分)
3	07/05 21:20	07/06 00:00	02:40	
4	07/06 03:50	07/06 06:40	02:50	
5	07/06 04:10	07/06 10:40	06:30	
6	07/06 13:00	07/06 15:40	02:40	彦山川:福岡県 添田町 (15時50分)
7	07/06 14:00	07/06 22:00	08:00	
8	07/07 04:30	07/07 07:40	03:10	筑後川:大分県 日田市 (8時35分)
9	07/07 10:50	07/07 12:40	01:50	
10	07/07 22:10	07/08 02:00	03:50	筑後川:大分県 日田市 (1時00分、1時15分) 大分川:大分県 由布市 (0時40分)
11	07/08 05:40	07/08 08:00	02:20	
12	07/10 13:00	07/10 16:30	03:30	
13	07/11 06:10	07/11 07:40	01:30	

球磨川に沿って線状降水帯が発生している。また,筑後川の上流域では,7月6日正午から7月8日正午までの48時間に3事例(No.7,8,10)の線状降水帯が発生していた。平成30年7月豪雨では,東海以西の広い範囲で15事例の線状降水帯が発生したが,今回は九州地方だけで平成30年7月豪雨に匹敵する数の線状降水帯が確認された。

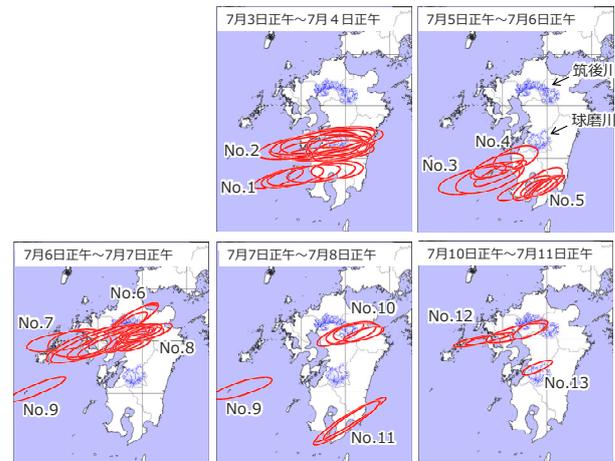


図1 線状降水帯の発生状況

赤色楕円: 検出された線状降水帯のうち正時のもの

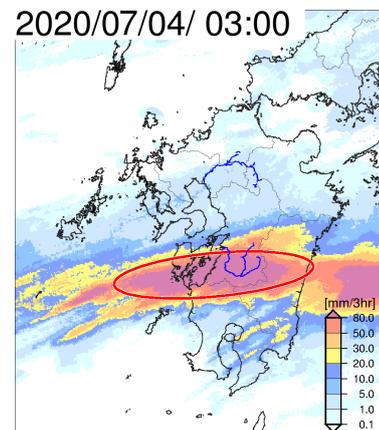


図2 線状降水帯の抽出結果の例 赤色楕円は検出された線状降水帯。青線は球磨川, 筑後川を示す

謝辞: 本研究は「SIP 国家レジリエンス(防災・減災)の強化」線状降水帯の早期発生予測及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究の一環として行われた。

## 参考文献

- [1] 気象庁報道発表「平成30年7月豪雨」及び7月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について  
<https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouon20180810.pdf>

# 台風の上部吹き出し層雲下端の mammatus 状エコー構造

\*大東忠保（防災科研）・坪木和久・篠田太郎・民田晴也・久島萌人（名大宇地研）・山田広幸（琉球大理学部）・岩井宏徳（情報通信研究機構）

## 1. はじめに

台風（熱帯低気圧）上部において中心から吹き出す上層雲は放射を介して台風の進路に影響を与えることが最近報告されている（例えば Fovell et al. 2016, Meteor. Monogr.）。しかしながら、有効な観測機器が存在しなかったため台風の上層雲の構造については観測がほとんど存在しない。今回、沖縄と神戸に雲レーダーを設置し、複数の台風の上層雲を観測したところ、上層雲の下端に mammatus に似た突起状のエコーが頻繁に観測された。mammatus は目視で確認されることが多いが、今回は目視では確認されていないためこのエコーを mammatus 状エコーとよぶ。本研究では雲レーダーとラジオゾンデの観測から、mammatus 状エコーの構造と発生環境場を調べた。

## 2. 観測

名古屋大学が所有する Ka 帯（波長 8.6mm）雲レーダーを 2016 年と 2019 年に琉球大熱帯生物圏研究センター瀬底施設（26.64°N、127.87°E、高度 24m）に、2018 年に神戸国際大学（34.68°N、135.27°E、高度 26m）に設置し観測を行った。データはビーム方向 75m、角度方向 0.35°間隔で収録され、観測範囲は 30km である。PPI（水平）走査、RHI（鉛直）走査、および 2018 年 2019 年については 2 分間の鉛直方向 PPI 走査を組み合わせて実施した。また、2016 年については情報通信研究機構沖縄電磁波技術センター（26.50°N、127.84°E、高度 8m）から 5 回のゾンデ観測を行った。

## 3. mammatus 状エコー

沖縄において Chaba (2016)、Neoguri (2019) の、神戸において Cimaron (2018) の外側の上層雲を雲レーダーによって観測した。図 1a に RHI 走査によって得られた Cimaron (2018) のレーダー反射強度を示す。上層雲の下端には、幅 1~3km、深さ 500m~1km 程度の起伏のあるエコーが見られる。観測された台風では、全ての時間ではないが長時間このようなエコーが観測された。

高仰角（仰角 33.0°）の PPI 走査によって得られたエコーを図 1b に示す。レーダーからの距離が最も近い部分のエコーが上層雲の下端を示すが、起伏のある構造には方位角による構造の変化が見られなかった。このことは、波状雲のような 2 次元的な構造ではなく、多数の下向きの突起状のエコーによって構成されていることを示す。鉛直 PPI 観測によって得られた鉛直のドップラー速度は、下向きに突起した領域で下降流、エコーのくぼんだ領域で上昇流となっており、最大・最小ドップラー速度から下降流と上昇流の絶対値は 1.5~2m s<sup>-1</sup> と推定される。

唯一ゾンデ観測を実施した Chaba (2016) に関して、5 回の観測のうち 1 つのプロファイル（2016 年 10 月 3 日 1136 時放球）を図 2 に示す。上層雲の下端（高度 11.1km）より下層には温位一定の層が 1km 程度形成されており（図 2a）、またそこでは下層では氷過飽和度が 0 よりはるかに小さかった（図 2b）。したがってこの層では氷粒子の昇華が起こっていたと考えられる。

また、mammatus 状エコーが存在する上層雲下端を挟んで鉛直方向の風速の変化が大きかった（図 2c）。

## 4. まとめ

mammatus 状エコーは、3 つの台風観測で長時間観測され、台風の上層雲下端の一般的構造である可能性がある。同エコー周辺では乾燥層における粒子の昇華に伴う冷却や鉛直シアによって、比較的大きな鉛直運動が形成される可能性があり、また、この構造は上層雲の消失を促進している可能性がある。

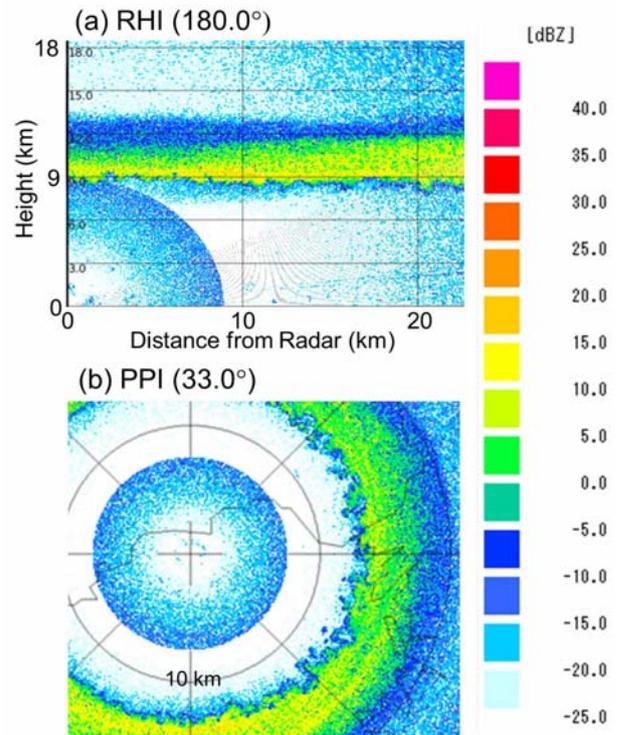


図1 2018年8月24日、神戸に設置された雲レーダーで観測された Cimaron (2018) のレーダー反射強度 (dBZ)。(a) 6時2分、方位角 180.0°の RHI 画像、(b) 6時1分、仰角 33.0°の PPI 画像。

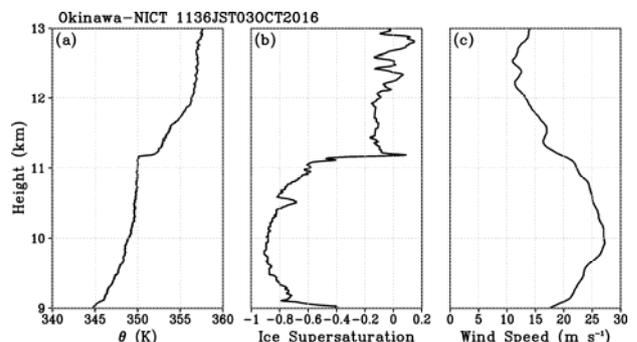


図2 沖縄において2016年10月3日1136時放球のゾンデで観測された、Chaba (2016) の上層雲下端付近の (a) 温位 (K)、(b) 氷過飽和度、(c) 風速 (m s<sup>-1</sup>)。

## 令和元年東日本台風に伴う豪雨への中部山岳の影響

\*山田恭平 (長野県環境保全研究所), 栗林正俊 (長野県環境保全研究所)

## 1. はじめに

2019年10月に発生した台風第19号「令和元年東日本台風」は東日本を中心に記録的な豪雨をもたらした。長野県では千曲川が決壊し、甚大な被害が発生した。本研究では、台風に伴う豪雨と地形の関係を定量的に評価するため、中部山岳の影響を中心に解析を行った。

## 2. 解析手法

降水計算には領域気象計算モデル WRF v3.6<sup>[1]</sup>を用い、初期値・境界値にはNCEP Final Analysisを用いた。中部山岳の影響を評価するために通常の計算(CTRL)のほか、山岳の最大高度を1800、1200、600 mまでとする地形改変計算も行った(それぞれLM1800、LM1200、LM600)。

山岳高度の影響を求めるため、令和元年東日本台風において決壊した千曲川流域を含む北側と、決壊しなかった一級河川である天竜川流域を含む南側領域に長野県を分割し、各計算において南北それぞれの平均積算降水量を見積もった。

## 3. 結果

WRFによる計算精度を確かめるため、台風の中心気圧や速度は気象庁ベストトラックと比較するとともに、降水量は気象庁の気象官署やAMeDAS合計45地点、国土交通省の河川流域雨量計497地点、および気象庁レーダー解析雨量と比較し、どちらもおおむね良い再現性を示した。

図1にWRFによる10月11～15日の積算降水量を示す。aはCTRL、bはLM600-CTRLで、青(赤)いほど山によって降水が強化(弱)化されていたことを示す。台風は12日に950hPa以下の中心気圧で伊豆半島に上陸し、関東平野を通過しており、長野県内の降水域は東から西～北西へと伸びている。

長野県は標高3000mを超える赤石山脈などの高い山岳を有するが、LM600でも降水の基本的な空間分布はCTRLと似通っていた。しかし、LM600では赤石山脈の東(風上)側の降水が大きく減少して、南部の降水量が増加していた。また、北部でも山岳風上側での降水量の減少と風下側での増加があった。

図2に長野県の南部と北部におけるCTRL、LM1800、LM1200、LM600の空間平均した積算降水量を示す。LM1800とLM1200はCTRLと比較して大きな変化はないが、LM600は、北側の降水量が減少し、南側の降

水量が増加していた。これは、山岳の600～1200 mの標高帯が地形性降水に強く寄与していたことを示唆しており、赤石山脈の標高が1200m以下であれば水蒸気が長野県南部に流入して天竜川流域で大雨になっていた可能性が高い。以上のことから、令和元年東日本台風において中部山岳は北部の豪雨を助長したが、南部の豪雨を抑制していたといえる。

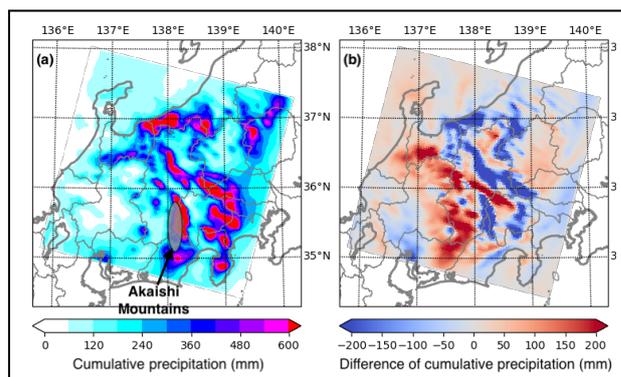


図1 WRFによる台風期間中の積算降水量。(a) CTRL、(b)LM600-CTRL。

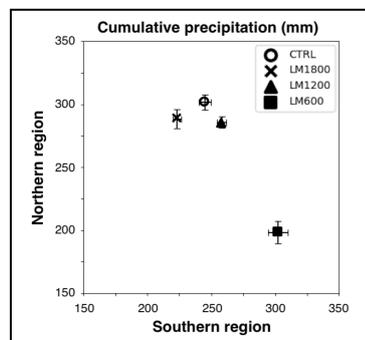


図2 CTRL、LM1800、LM1200、LM600での南部(X軸)と北部(Y軸)の積算降水量。エラーバーは北・南それぞれの領域の面積を90～110%まで変化させた場合を示す。

## 謝辞

本研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進費(体系的番号JPMEERF20192007)により実施した。

## 参考文献

[1] Skamarock, W. C., et al., 2008: A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR Technical Note* -475, 113 pp.

# 2019 年台風 19 号に与えた中部山岳の地形効果の解析

\*大矢康裕 (岐阜大学), 吉野純 (岐阜大学)

## 1. はじめに

2019 年は強い勢力のまま台風 15 号、19 号 (以降、T15、T19)が相次いで東日本に上陸した。T15 の方は比較的狭い範囲で強風による被害をもたらした風台風、T19 は広い範囲で大雨による災害をもたらした雨台風であった。気象庁 (2019)によれば、T19 の大雨の原因は、大量の水蒸気の流れ込み、前線の形成・地形の効果による持続的な上昇流の生成、台風中心付近の発達した雨雲の直接的影響とされている。本研究では、特に、T19 による千曲川流域での大雨について、中部山岳における地形効果に焦点を当てて、メソ気象モデル MM5 により調査することが目的である。

## 2. 計算手法

T19 が東日本を接近・通過した 2019 年 10 月 11 日 12 時 Z~同 13 日 00 時 Z における 6 時間毎の NCEP 最終解析値 FNL を使用して、PUS/NCAR メソスケール気象モデル MM5 (Dudhia, 1993)を用いて、27km (D1)、9km (D2)、3km (D3)、1km (D4)の 4 段階ネスティングにより、36 時間の数値積分を実施した。

## 3. 結果と考察

解析結果の一例として、図 1 に 21hr 後の D3 の 10 月 12 日 09 時 Z の降水量と地表面風の流線、図 2 に水蒸気フラックス収束の鉛直積分と流線を示す。千曲川流域では、日本海から南下してきた水蒸気の流れが、①と②の領域で強く収束していることが分かった。

①の領域の水蒸気フラックス収束は、関川と鳥居川に沿って南下した水蒸気の流れと、信濃川から入った水蒸気の流れの収束、②の領域の収束は、①で合流して谷筋を南下する水蒸気の流れと、山越えてきた水蒸気との収束によって発生したものと考えられる。

碓氷峠から軽井沢付近の北緯 36.35 度における混合比の東西断面図を図 3 に示す。混合比 0.018 kg/kg を超える非常に湿った空気層が 850 hPa 以上の高度に達しており、峠など比較的低い場所で大量の水蒸気が山越えしたことを裏付ける。同様に①の水蒸気について解析した結果、ともに混合比は 0.012 kg/kg であった。千曲川流域の大雨は、この 2 つの性質の異なった空気の収束によるものであると結論づけられる。

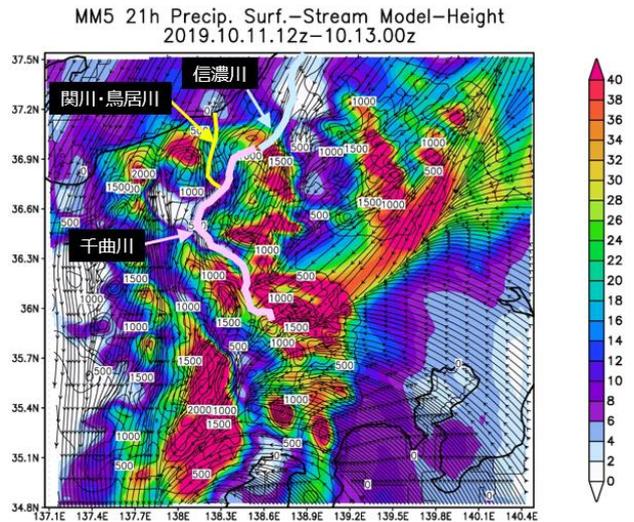


図 1 21hr 後の降水量[mm/h]と地表面風の流線(D3).

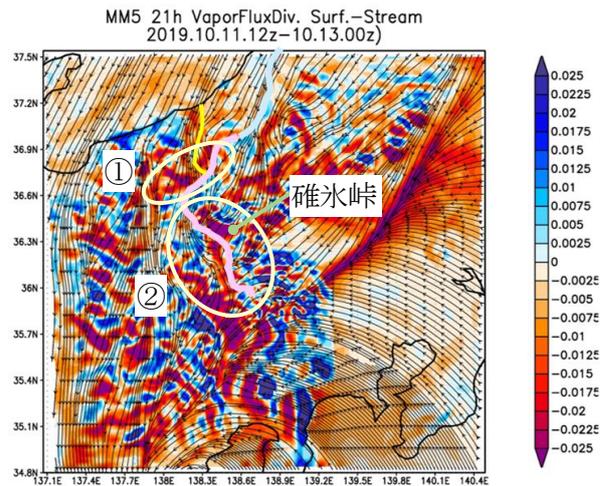


図 2 同時刻の水蒸気 flux 収束と地表面風の流線(D3).

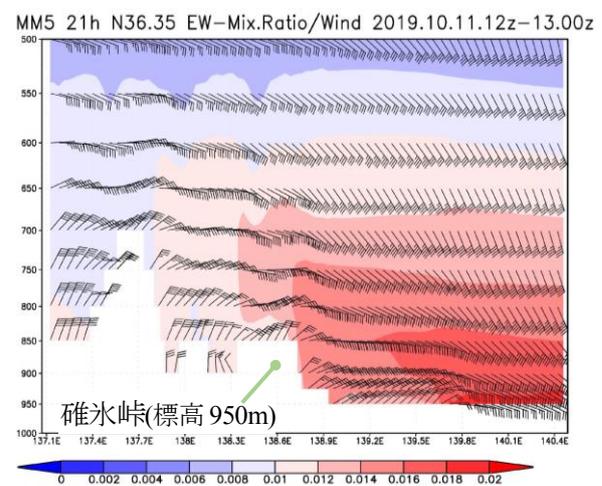


図 3 同時刻の混合比と風の N36.35 東西断面図(D3).

# 台風に伴う北向き水蒸気フラックスの PRE へのインパクト

\* 齊藤和雄(東京大学大気海洋研究所/気象研究所/気象業務支援センター)

松信匠 (筑波大学)

## 1. はじめに

台風が日本の南海上にある時、本土で大雨が降ることがあり、台風によって水蒸気が日本の上空に運ばれ前線を刺激する、という説明がされる。この現象は、海外でも知られており、PRE と呼ばれている。Saito (2019) [1]は、2009 年第 18 号台風の接近時に西日本で観測された等高線を横切る顕著な北向きの非地衡風について、高層観測データと JMA-NHM による再現実験により調べ、その成因として水平風加速度成分による力学的成因で説明できることを示した。但し、PRE に対する北向き非地衡風の影響に関しては、今後の課題となっていた。前回講演[2]では、台風に伴う非地衡風による北向き水蒸気フラックスについて解析し、日本の南岸域で平均した各高度の水蒸気量と、北向き風速および水蒸気フラックスの鉛直プロファイルについて示した。ここでは、非地衡風による水蒸気輸送を削った場合に日本付近の降水がどの程度減るかを感度実験で調べた結果[3]について報告する。

## 2. 台風に伴う非地衡風と北向き水蒸気フラックス

2009 年第 18 号台風の時の再現実験 (2009 年 10 月 6 日 18UTC のメソ解析を初期値とする水平解像度 10km の JMA-NHM による 6 時間予報の結果[1])を図 1 に示す。西日本で観測された等高線を横切って台風から北に向かう風が再現されている。

図 2 に日本の南岸域(130-137 E, 30-33 N)で平均した各高度の水蒸気量と、北向き風速および水蒸気フラックスの鉛直プロファイル[2]を示す。北向き風速は 3km より上で正となり、300hPa (約 9km) 高度で最大値となりこの高度においては非地衡風成分が 70%近くを占めている。

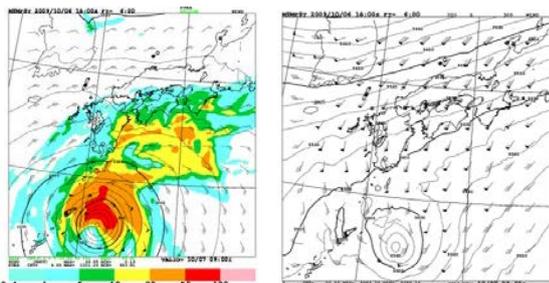


図 1 左) 10 月 7 日 00UTC の前 3 時間降水量と地表風。右) 300hPa 高度場と水平風ベクトル[1]。

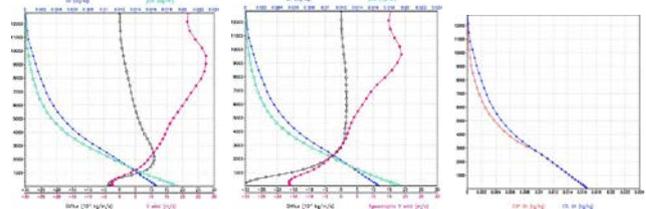


図 2 左) 10 月 7 日 00UTC の日本の南岸域(130-137 E, 30-33N)で平均した各高度の混合比(緑)と水蒸気量(青)、北向き風速(赤)および水蒸気フラックス(黒)の鉛直プロファイル。中) 同じく非地衡風成分。右) 感度実験における水蒸気プロファイル(赤)。

## 3. 感度実験

図 2 で示した日本の南岸域での南風成分における非地衡風の寄与分として、北向き非地衡風が正となる高度の水蒸気を図 2 右のように減らして、モデルを 00 UTC(FT=6)からリスタートし、降水がどう変わるかを調べた。図 3 は、標準実験における FT=6-12 の 6 時間の降水量(左上)と感度実験での降水の減少、および西日本(130-137 E, 31-34N)域で平均した 1 時間降水強度の時間変化である。下層の水蒸気を変えていないにもかかわらず、西日本の降水が減少しており、FT=8-9 では領域平均で約 30%に達している。

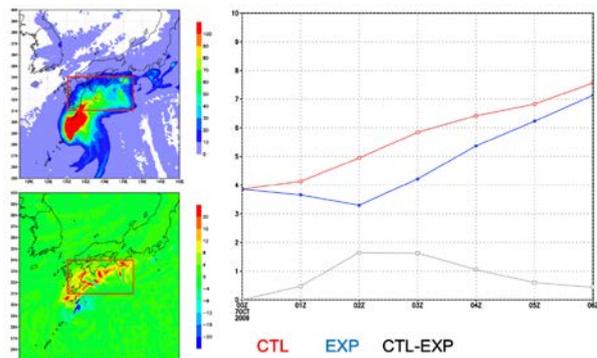


図 3 左上) 標準実験における FT=6-12 の 6 時間の降水量。左下) 感度実験における降水の減少。右) 西日本(130-137 E, 31-34N)域で平均した 1 時間降水強度の時間変化。

## 参考文献

- [1] Saito, K., 2019: On the northward ageostrophic winds associated with a tropical cyclone. SOLA, 15, 222-227.
- [2] 齊藤和雄・松信匠, 2020: 台風に伴う非地衡風による北向き水蒸気フラックス, 気象学会春季大会, A407.
- [3] Saito, K. and T. Matsunobu, 2020, Northward moisture transport associated with a tropical cyclone and its impact on PRE. SOLA (submitted).

## 令和元年台風第 15 号の発雷極性の特徴

原岡秀樹（フランクリン・ジャパン）、小林文明（防大地球）、岩下久人（明星電気）、諸富和臣・嶋村重治（日本無線）、鷹野敏明・高村民雄・樋口篤志（千葉大）

### 1. はじめに

台風に伴う発雷に関しては、その頻度、極性、エネルギーなど未だ不明な点が多い。令和元年台風第 15 号（以下、台風 15 号と言う。）は、9 月 9 日に千葉県に上陸して、関東に甚大な被害をもたらした。本発表では、台風 15 号に伴う雷活動を、雷放電（雲放電と落雷）、その極性に着目して調べた特徴と、過去 5 年間に日本へ上陸又は接近した台風の雷活動を比較した結果について報告する。

### 2. 雷観測データ及び解析手法

雷観測ネットワーク「JLDN（Japanese Lightning Detection Network）」（雷検知可能範囲は最も近いセンサーから約 625km 以内）で捉えた台風 15 号周辺の落雷・雲放電（正又は負極性）と、過去 5 年間に日本に上陸又は接近した台風に伴う発雷の特徴を比較するため、気象庁 HP「台風経路図・位置表」に基づき日本に上陸又は接近した台風の 3 時、9 時、15 時、21 時の中心位置を中央に、前後 3 時間（6 時間毎）の 1000km 四方の落雷と、120km 四方の落雷及び雲放電を極性別に調べた。

### 3. 台風 15 号に伴う雷放電の特徴

台風 15 号に伴う落雷及び雲放電の位置を図 1 に示す。伊豆諸島周辺及び鹿島灘など海上では眼の壁雲付近で

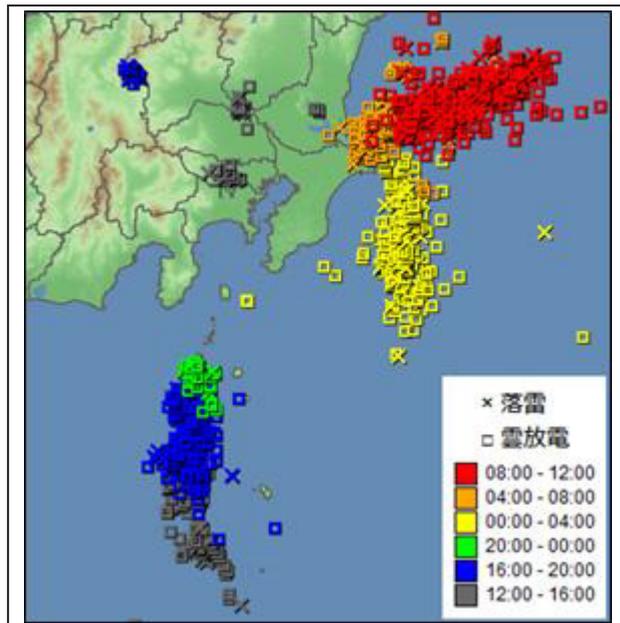


図 1 9 月 8 日 12 時～9 日 12 時の発雷位置

多くの雷放電が見られ、落雷は半数以上が正極性で、雲放電を落雷の 5 倍以上観測した。また、スパイラルバンド（外縁）での落雷（0 時～4 時）は、夏季に一般的な負極性が多かった。以下、時系列で説明する。

台風が小笠原諸島付近にあった 7 日 21 時過ぎから雲放電が始まり、伊豆諸島通過中の 8 日 15 時頃から眼の壁雲付近で発雷が増え、8 日 12 時から 22 時までの落雷（87 回）は 56%が正極性で、雲放電（647 回）は発雷の 9 割近くを占め 93%が正極性であった。そして、台風が関東に近づくと神津島付近（21 時半頃）から発雷は収まった。三浦半島に近づいた 9 日 2 時前から 4 時頃まで房総沖の外縁で発雷が一時活発化し、落雷（66 回）の 67%は負極性であったが雲放電（250 回）の 88%は正極性であった。台風が千葉市に上陸（5 時前）して鹿島灘に抜ける 7 時前から再び目の壁雲付近で発雷が活発となり、9 日 6 時から 12 時までの落雷（78 回）は 67%が正極性で、雲放電（249 回）も 61%が正極性であった。その後、9 日 15 時頃から発雷は急速に減少した。

### 4. 過去 5 年間の台風に伴う発雷との比較

今回調べた台風の数と発雷があった台風、極性別落雷、雲放電の数を表 1 に示す。台風 65 個の内 1000km 四方では 61 個に落雷があり、年によって落雷や雲放電の数に差はあるものの、1000km 四方では負極性の落雷が多く、120km 四方の眼の壁雲付近では正極性の雲放電が多かった。また、120km 四方でも負極性の落雷が正極性よりも多い期間が多数を占め、台風 15 号のように正極性の落雷が負極性よりも多い期間（落雷 5 回以上／6 時間を基準）のある台風は 19 個で、その期間は 29 と少なく、台風 15 号のように眼の壁雲付近で継続的に正極性の落雷が多い台風は確認できなかった。

表 1 台風に伴う発雷の集計表（全期間数：997）

年	台風の数	1000km四方			120km四方								
		落雷ありの数	落雷数		発雷ありの数	一時正極性の多数の期間	落雷数		雲放電数		合計		
			正極性	負極性			正極性	負極性	正極性	負極性			
2015年	14	11	2,364	9,999	12,363	7	3	3	119	402	436	69	1,026
2016年	11	11	11,045	62,573	73,618	9	5	11	722	2,574	5,601	582	9,479
2017年	8	8	14,124	81,313	95,437	7	4	6	178	1,563	2,177	343	4,261
2018年	17	17	14,476	121,059	135,535	13	3	3	1,446	11,309	13,037	2,600	28,392
2019年	15	14	14,823	105,021	119,844	11	4	6	298	1,911	1,911	536	4,656
合計	65	61	56,832	379,965	436,797	47	19	29	2,763	17,759	23,162	4,130	47,814

# 東京都内で夏季に発生した短時間強雨時の地上風収束の特徴

\*瀬戸芳一（都立大・都市環境）、常松展充（東京都環境科学研究所）、高橋日出男（都立大）

## 1. はじめに

近年、夏季に頻発する短時間強雨に伴い、東京都内においても浸水や道路冠水といった被害が多発している。短時間強雨をもたらす積乱雲の発達過程を考えると、強雨の発生前には上昇流に対応した地上風の収束を伴うことが想定される。本研究では、明瞭な地域性が認められる強雨発生の事前予測に向けて、都内を中心に観測された高密度な気象データをもとに強雨事例を抽出し、強雨直前における地上風収束の特徴について解析した。

## 2. 資料と方法

気象庁アメダスに加えて、東京都水防災雨量計（98 地点）、大気汚染常時監視測定局の地上風データ（44 地点）を用いた。解析には 10 分値を用い、解析期間は 2011 年から 2015 年（5 年間）の 7～9 月（ただし風データ未取得の 2013 年 9 月を除く）とした。地上風は、観測点周辺の土地利用状況から推定した地表面粗度により対数則を用いて高度 10 m 風速に統一した。発散量は、約 2.5 km 間隔の格子点に半径 6 km 以内にある観測点の風を距離の逆数で重み付け平均して内挿し、各格子点周囲の値に平面近似法を適用して算出した。

発散量は時間変化が大きく、強雨直前に現れる持続した収束の増大をとらえにくい。そこで、土砂災害の発生指標として雨量から簡便に求められる実効雨量と同様の考え方により、発散量を経過時間で重み付け平均した値を「実効収束量」として定義した。実効収束量  $D$  は次式で求められる。

$$D = \left( \sum 0.5^{\frac{i}{T}} \cdot d_i \right) / \sum 0.5^{\frac{i}{T}}$$

ここで、 $d_i$  は  $i$  分前の発散量 ( $i: 0 \sim 90$  分前)、 $T$  は半減期であり 30 分とした。発散 ( $d_i > 0$ ) は、 $d_i = 0$

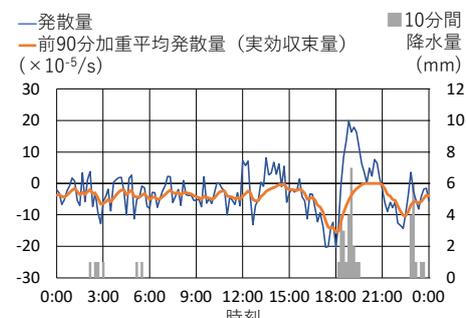


図 1 鞍尾根橋（小金井市）における 2011 年 7 月 30 日の降水量と最寄り格子点の発散量と実効収束量。

として算出した。実効収束量は、収束による上昇流に伴って、付近の上空に持ち上げられた空気や水蒸気の量に対応することが期待される。

強雨事例は、まず 10 分間降水量 1 mm 以上かつ直前 60 分の降水量 1 mm 未満の時刻を降水開始と定義し、降水開始と同時または無降水を挟まずに 60 分以内に 5 mm/10 分以上が観測された最初の事例を抽出した。発散量が算出できた 91 観測点における、延べ 2064 回の強雨事例を対象とした。

## 3. 結果

強雨事例における降水開始前後の実効収束量の時間変化を検討した結果、全期間の 10 パーセント値（以下、%値）に相当する実効収束量が、降水開始の 60 分前で約 25%、10 分前で約 40%の強雨事例でみられた。また、東京都区部西部を中心に強雨となった 2013 年 8 月 12 日の事例においても、強雨発生の数十分前から顕著な収束の増大（実効収束量の減少）が認められ、強雨域の移動とよく対応していた。

東京都付近の大気安定度（気象庁 MSM から 3 時間毎に算出）が一定基準（SSI ≤ 3.02, K-index ≥ 31.94）を満たす不安定時の強雨事例を対象に、全期間の実効収束量 1%値を閾値とし、各地点の閾値に到達後、最後に満たしてから 2 時間後までの、強雨の捕捉率や空振り率を調べた。閾値到達回数は 1 年あたり 14.6 回（91 地点平均）で、強雨の捕捉率は 20～40%、空振り率は 80～92%程度（5mm/10 分以上の観測有無から算出）であった。また閾値到達後、強雨発生までの時間の中央値は 50 分であった。閾値を小さくするほど閾値到達回数や空振りは減少するが、見逃しが増加し強雨発生までの時間も短くなる傾向にあった。

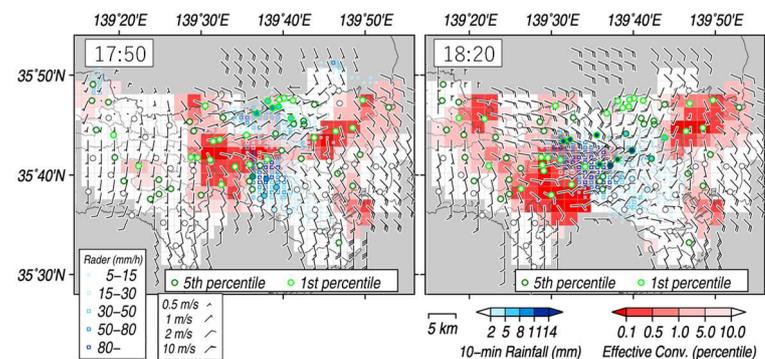


図 2 強雨事例時の降水量と実効収束量分布の例（2013 年 8 月 12 日）。緑色は前 2 時間に実効収束量閾値に達した地点。

# Numerical study of water origins within explosive cyclone system developing in the vicinity of Japan

\*Xiaoyang Li and Ryuichi Kawamura (Faculty of Science, Kyushu University),  
 Atsuko Sugimoto (Arctic Research Center, Hokkaido University; Graduate School of  
 Environmental Science, Hokkaido University),  
 Kei Yoshimura (Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo)

## 1. Introduction

In midlatitude regions, explosive cyclones attract attentions as one of severe weather disasters with heavy precipitation and strong wind. As source of moisture and latent heating, water vapor is one key factor on development of explosive cyclone. The purpose of this study is to clarify water origins within warm and cold front systems of explosive extratropical cyclones developing in the vicinity of Japan.

## 2. Methods

A colored moisture analysis (CMA) with isotopic regional spectral model (isoRSM) was conducted to track water origins in an explosive extratropical cyclone that occurred in December 2014. The isoRSM was developed by Yoshimura et al. (2010) and incorporated the isotopic processes for water vapor as tracers. To validate isoRSM's performance, consecutive observations of isotopic composition in precipitation at Sapporo were conducted during the event.

## 3. Results

The isoRSM successfully simulated precipitation rate and isotopic composition at Sapporo (Fig. 1). In the first half event during warm front and warm sector passage from 03 a.m. to 09 a.m. (UTC time) on December 1, both simulations and observations showed decrease in  $\delta D$  and d-excess, and increase in precipitation rate and total precipitable water. According to the CMA, moisture from northwest Pacific Ocean was dominant and showed increase trend, whereas moisture from East Asian Continent and other tropical oceans decreased slowly.

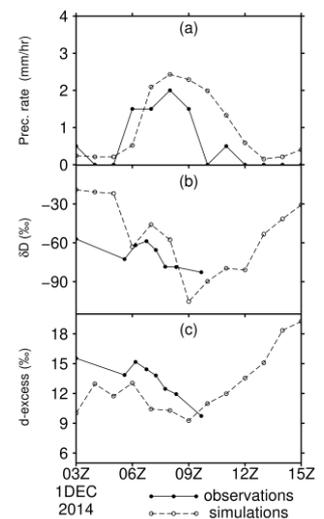
In the second half event during cold front passage from 09 a.m. to 15 (UTC time) on December 1, the simulations exhibited uptrend in  $\delta D$  and d-excess, and decline in precipitation rate and total precipitable water. Regarding water origins, moisture from the Sea of Japan and East Asian Continent gradually increased and became dominant, while moisture from northwest Pacific Ocean and other tropical seas went down rapidly.

## 4. Discussion

The decrease of  $\delta D$  and d-excess in precipitation of warm front and warm sector is attributable to increasing moisture transported along the warm conveyor belt (WCB) from the northwest Pacific Ocean and other tropical oceans with low  $\delta D$  and d-excess (Fig. 2), resulting from relatively weak maritime wind with high humidity and temperature near the sea surface during evaporation and subsequent relatively heavy precipitation in the upstream region. On the contrary, in the second half event, the uptrend of  $\delta D$  and d-excess in cold front precipitation is due to increased moisture from the

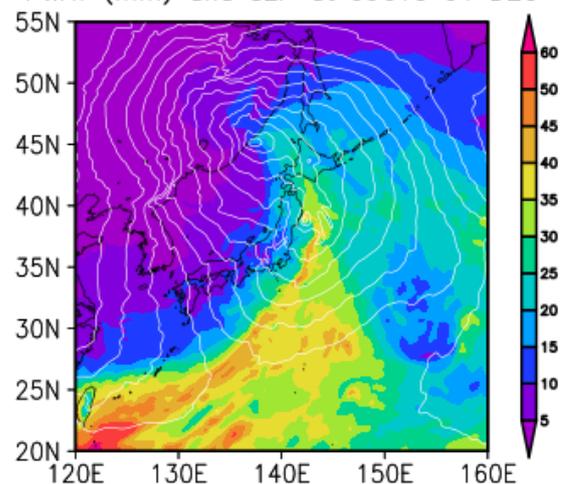
Sea of Japan with high  $\delta D$  and d-excess, arising from relatively strong continent-origin wind with low humidity and temperature during evaporation and subsequent light rainfall in the upstream region. In addition, decreasing moisture from the northwest Pacific Ocean and other tropical seas also resulted in increase of  $\delta D$  and d-excess in cold front precipitation.

Our results indicated that moisture of warm front and warm sector is mainly transported along the WCB from the northwest Pacific Ocean and other tropical oceans with low  $\delta D$  and d-excess, whereas moisture from the Sea of Japan and East Asian Continent contributed more to cold front with high  $\delta D$  and d-excess. We will further examine whether the phenomenon described in this study can also be found in other explosive cyclones.



**Fig. 1** Time series of precipitation rate (a),  $\delta D$  (b) and d-excess (c) for observations (solid line with filled circles) and simulations (dashed line with open circles) at Sapporo.

PWAT (mm) and SLP at 09UTC 01 DEC



**Fig. 2** Simulated total precipitable water (shaded, unit is mm) and sea level pressure (white contours) at 09UTC on Dec. 1

## References

[1] Yoshimura, K., et al., 2010, J Geophys Res, 115:D18114.

## 二重偏波レーダーで捉えたダウンバースト発生前後における降水粒子の時空間分布特性

\*梅原章仁 (気象研究所), 南雲信宏, 山内洋 (気象庁観測部)

### 1. はじめに

主な突風災害の一つであるダウンバースト(以下DB)の発生には、積乱雲内の微物理構造が深く関係している。例えば、Mahale et al. (2016) は、DBをもたらした積乱雲の二重偏波レーダー観測により、①雹の生成に先行して上昇流域を示すZdrカラムが増大、②雹の生成と共にZdrカラムが小さくなり、③雹の落下と共にDBが発生する、といった微物理構造の時空間変化を示した[1]。

本発表では、将来的なDBの前兆把握を目指し、二重偏波レーダーによる降水粒子判別手法[2]を用いて、先行研究[1]の①②③の挙動に注目し、DB発生前後における降水粒子種別の時空間変化特性を考察する。

### 2. 解析手法

2018年8月27日1940JST頃、東京都杉並区・練馬区にJEF0の被害をもたらしたDB事例を対象とした。解析には、成田空港の二重偏波空港気象ドップラーレーダー(以下、成田DRAW)データに降水粒子判別手法[2]を適用した結果を用いた。粒子判別結果の内、雹と、0°C高度以上の雨滴(強い上昇流域に存在すると考えられる粒子)に注目し、1km四方格子内における全高度(0.7~17.0°の11仰角)に存在する注目粒子のデータビン数が、同領域内の全降水粒子のデータビン数に占める割合を鉛直存在率(%)と定義し、その時空間変化を、被害地点から数十メートル以内に位置するアメダス練馬のデータと比較した。

### 3. 結果と考察

図1(a)に雹の鉛直存在率を、図1(b)に0°C高度以上の雨滴の鉛直存在率に対する雹の鉛直存在率の比(以下、単に鉛直存在率比)をそれぞれ示す。アメダス練馬(図2(b))で最大瞬間風速25.1 m/sを観測した時刻(19:46、以下DB極大時刻)の約10~15分前までは、雹の鉛直存在率が被害地点周辺で大きくなり、セルの北側で鉛直存在率比の高い領域が生じ始めており、セルの北側に降雹域、南側に上昇流域をもつ構造が読み取れる。

図2に雹及び0°C高度以上の雨滴について、それぞれの鉛直存在率が10%以上の格子数(以下単に格子数)及び鉛直存在率比の領域内平均の時系列とアメダス練馬の地上観測との対応を示す。DB極大時刻の約30分前から、0°C高度以上の雨滴の格子数が上昇、これを追う形で20分前頃から雹の格子数も上昇、DB極大時刻の10~15

分前の間に、鉛直存在率比が1を超えていた。DB極大時刻後に、雹の格子数、鉛直存在率比のピークがあり、0°C高度以上の雨滴の格子数は急激に減少していた。

### 4. まとめと今後

今回の典型事例では、雹と0°C高度以上の雨滴について、鉛直方向(鉛直存在率)、水平方向(格子数)の時空間変化に注目することで、DB発生に向けた各粒子の挙動の特徴を確認することができた。今後は、事例数を増やし、DBの前兆把握指標として利用可能性を検討する。

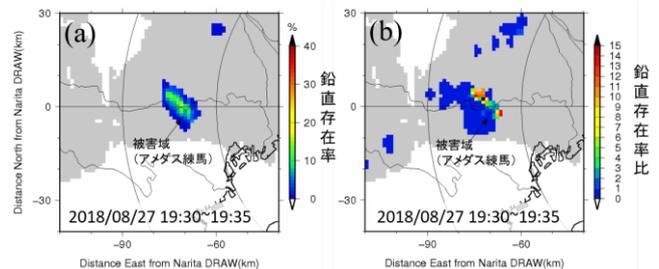


図1:2018年8月27日19時30~35分の成田DRAW降水粒子判別結果により作成した、(a)雹の鉛直存在率、(b)0°C高度以上の雨滴の鉛直存在率に対する雹の鉛直存在率の比。グレー領域はその他の粒子の存在域。

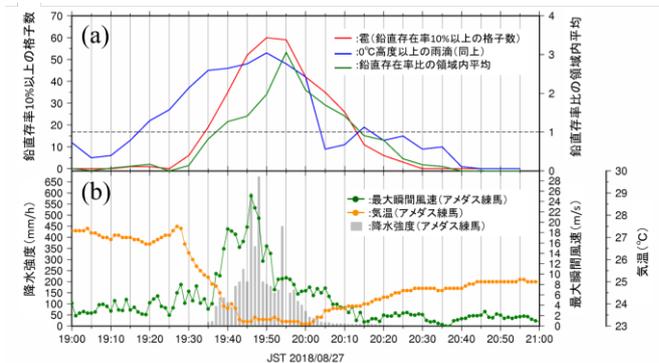


図2:(a) 図1描画領域内における鉛直存在率10%以上の格子数(赤線:雹、青線:0°C高度以上の雨滴)、鉛直存在率比の平均(緑線)の時系列図、(b)アメダス練馬における降水強度(棒)、最大瞬間風速(緑)、気温(橙)の時系列図。

**参考文献:** [1] Mahale et al., 2016, J. Appl. Meteor. Climatol., 55, 2635–2655. [2] 梅原ほか, A404, 日本気象学会 2019 年度秋季大会

**謝辞:** 本研究は JSPS 科研費 JP19K23466 の助成を受けたものです。

## 令和元年房総半島台風に伴う強風の特徴

\*益子 渉（気象研究所）

## 1. はじめに

令和元年房総半島台風 (T1915 号) は、気象庁ベストトラックデータとして上陸時の記録が始まった 1991 年以降において最も強い勢力で関東に上陸した台風となり、関東地方を中心に多くの地点で観測史上 1 位の最大風速・最大瞬間風速を記録した。これにより、房総半島を中心に住家被害や大規模停電など甚大な被害をもたらされた。前回 (2020 年春季大会予稿集 A158) は、1994 年以降東京湾付近を通過した台風についてアメダスデータ等を用いて調査し、台風中心から半径 25km 以内において最大風速 (10 分平均風速) 25m/s 以上が観測されたものは T1919 号、T1915 号、T0422 号、T0115 号の 4 つしかなく、この内、T1915 号のような軸対称に近い発達した成熟期の構造を維持していたものは T0115 号のみであることを示した。今回は、房総半島でみられた突風性の強風について解析を行った。

## 2. 房総半島における突風性強風の特徴

台風は、約 7m/s のゆっくりとした速さで東京湾を通過し、台風のトラック近傍の左右両側で顕著な最大瞬間風速が観測されていた (図 1)。一般に沿岸部で風速が大きくなっているが、千葉や木更津などでは南東から東南東の風となっており、陸側からの風にも関わらず顕著な強風となっていたことが分かる。千葉における時系列をみると、03:10JST 頃から眼の壁雲に伴う最大瞬間風速 57.5m/s (04:28JST) が観測されるまでの間、5~10 分スケールで風速が大きく振動し、各地点の期間内最大瞬間風速はその振動の影響もあって顕著に大きくなっていった (図 2)。突風率 (3 秒平均風速/10 分平均風速) を求めると千葉では 1.6 を超えており、木更津においては 2.1 に達していた。羽田空港レーダーによるドップラー速度場をみると、下層において、先行研究 (e.g., Wurman and Winslow 1998, Science) で指摘されているようなストリーク構造が明瞭に確認された (図 3a)。気象庁非静力学モデルを用いて気象庁メソ客観解析値を初期値・境界値にした水平解像度 250m の数値シミュレーションを行ったところ、台風の中心気圧は約 10hPa 高かったものの、観測と同じようにストリーク構造が再現された (図 3b)。シミュレーション結果を用いて台風に伴う期間内最大風速・風向を求めたところ、木更津付近から千葉にかけての内房を中心に、谷筋に沿うような南東風系に伴って最大風速が再現されていた (図 4)。これらのことから、千葉や木更津で観測された顕著な最大瞬間風速は、T1915 号の発達した成熟期の構造に伴うものだけではなく、下層のストリーク構造や地形の影響も受けていたと考えられる。

謝辞：本研究の一部は科学研究費助成事業 (19K24677, 20K04071) の助成による。

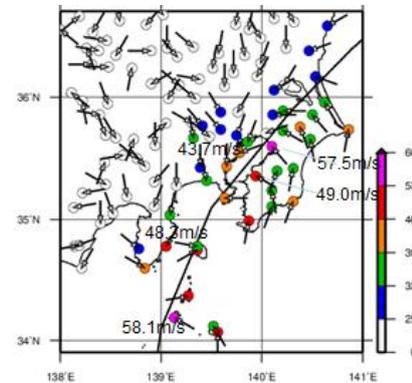


図 1. 令和元年房総半島台風による期間内のアメダスの最大瞬間風速・風向の分布。黒太線は台風中心のトラック。

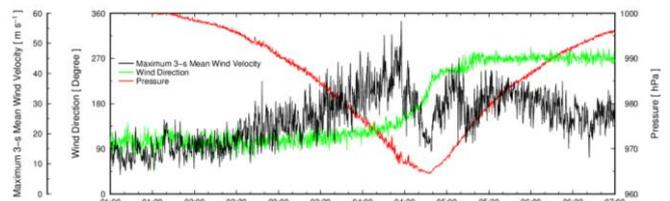


図 2. 千葉特別地域観測所における 3 秒平均風速 (黒)、風向 (緑)、気圧 (赤) の時系列。

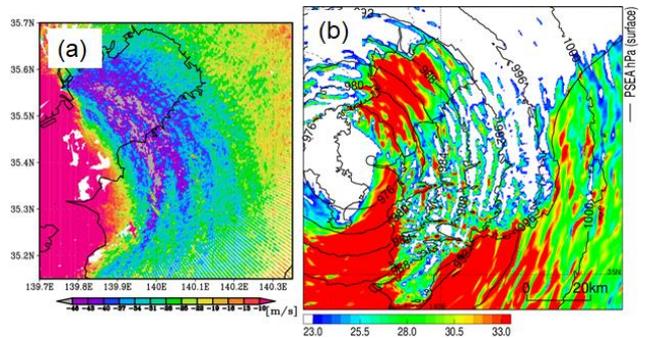


図 3. (a) 羽田空港レーダーによって 03:20JST に観測された仰角 0.7 度のドップラー速度場。 (b) 数値シミュレーションによって再現された 02:50JST の高度約 54m の風速 (シェイド) と海面気圧 (コンター)。

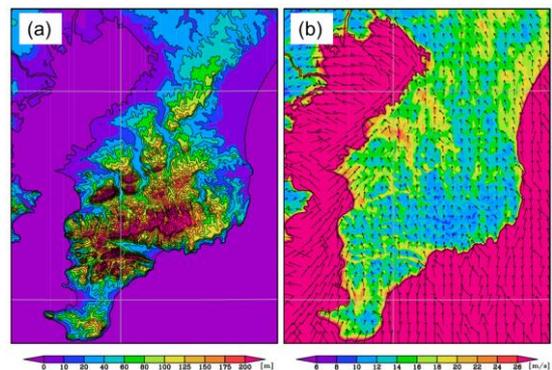


図 4. (a) 房総半島付近の標高。 (b) 数値シミュレーションによって再現された台風に伴う高度約 10m の最大風速 (シェイド) と最大風速時の風向 (矢印)。

# 秩父盆地における雲海出現の月別変化および発生時の特徴について

\* 田嶋壯太(立正大・院), 渡来靖 (立正大)

## 1. はじめに

盆地霧の出現時に、盆地周囲の標高の高い場所から見下ろすと、それは「雲海」と呼ばれ、各地で観光資源として活用されている。秩父盆地も近年、都心に近い雲海の鑑賞スポットとして注目され始めている。そこで、秩父市が雲海ライブカメラを設置し、秩父盆地の雲海の様子をインターネット上に公開したり、西武鉄道株式会社が秩父の絶景を眺望するツアーに雲海を組み入れたりするなど、観光資源の一つとして積極的に活用され始めている。今後さらに雲海を観光資源として活用するためには、雲海の形成機構についてさらに理解を深め、より正確な雲海の出現予測手法を確立する必要がある。そこで、本研究では、秩父盆地における年間の発生状況について現地観測に基づき調査し、雲海が発生するメカニズムを明らかにすることを目的とする。

## 2. 研究手法

盆地内の気温の鉛直分布を測定するために、盆地斜面に気温と相対湿度を観測できる測器を設置し観測を5か所で行った。温湿度センサーは重田(2012)を参考に制作した自然通風式シェルター内に入れ、街灯などに地表面から2.5mの高さに設置した。雲海発生時の盆地内での逆転層の有無については、盆地内の5高度で観測データから少なくとも1層で気温の逆転が見られていれば逆転層を伴う事例とした。ただし、観測測器の器差が最大で0.4℃程度あったため、上層が下層より0.4℃以上高い時に逆転層と判断した。また、秩父特別地域気象観測所の風向・風速のデータも利用した。

雲海が発生しているかの確認には、秩父市が設置している秩父雲海ライブカメラのデータを利用した。

雲海とは、標高の高い場所から見ると霧が海のように広がって見える現象であり、見下ろす場所が霧に包まれたらそれは雲海と言えない。そこで、本研究における雲海の定義を次のように定めた。

- ① 秩父雲海ライブカメラの画像で、盆地底が完全に雲で見えなくなること
- ② 秩父盆地西側に設置された秩父雲海ライブカメラの画像から、盆地東側の外秩父山地が下層雲に隠れずに鮮明に見えること

霧が秩父盆地内を広く覆う典型事例を抽出するために①、盆地周辺の高地から雲海として観察される条件として②を設定し、典型的な雲海事例を抽出した。

本研究の解析対象期間は、2018年10月19日から2019年10月18日とする。独自観測測器の整備による欠測期間は2019年8月20日から2019年10月2日である。

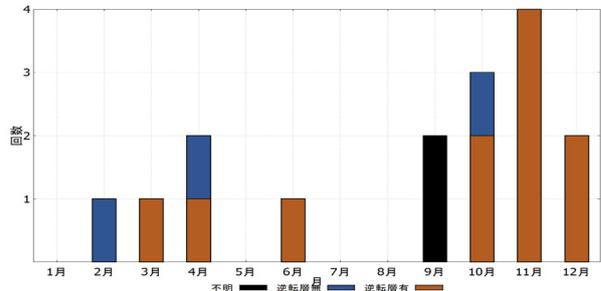


図 1: 2018年10月19日～2019年10月18日の月別雲海出現数 (橙: 逆転層有, 青: 逆転層無, 黒: 地上観測の欠測により逆転層の有無が不明な事例)

## 3. 結果及び考察

解析対象期間に全16事例の雲海が抽出された。月毎の雲海出現数(図1)によると、秋に9事例と最も多く、次いで晩冬から春にかけても4事例確認できた。一般的に雲海が発生しやすいと言われている秋に加え、秩父盆地では晩冬から春にかけても雲海が比較的発生しやすい季節だと考えられる。

雲海発生時の盆地内における逆転層の有無に注目して分類すると、逆転層形成時が11事例、逆転層非形成時が3事例あった。

逆転層形成時の11事例について、気温の変化を見ると、日中から翌日の早朝にかけて気温が下降していた。雲海発生時の風速はどの事例についても1m/s程度かそれ以下だった。これらの雲海は放射霧の可能性が高いと推測される。

一方、逆転層非形成時の3事例について見ると、そのうち1つは逆転層形成時のような気温の下降が見られた。この事例については逆転層発生時と同じく放射霧によるものだと考えられる。しかし、他の2つについては日中から早朝にかけて気温の変化がほとんどなかったため、放射霧ではないと考えられる。この2事例の天気は雨またはみぞれが降っており、風速については逆転層形成時と同様に1m/s程度かそれ以下だった。降水や地表面からの蒸発により飽和に達したことで雲海が発生したと考えられるが、詳細については今後さらに調査する必要がある。

## 謝辞

観測測器の設置の許可を頂いた秩父市役所や秩父ミューズパーク管理事務所に深く感謝いたします。

## 参考文献

重田祥範, 2012: 自然通風式シェルターと小型グローブ温度計の開発—熱中症指標WGBT観測への適用性について—. 日本生気象学会雑誌, 49 (3), 83.

## 2018年8月27日に関東地方周辺に発生した雷雲の観測(その2)

\*岩田和樹, 瀨瀬文晴, 高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

## 1. はじめに

2018年8月27日に関東地方で発生した雷雲のケースに関して、気象学会2020年度春季大会(P.112)では、降電の可能性においてMP-PAWRから得た偏波パラメータと関連付けて報告したが、今回は発雷数が多い領域および時刻で偏波パラメータとの対応関係に注目した。発雷数のデータは、気象庁のLIDEN, (株)中電シーティーアイのLLSを用いた。

## 2. 観測結果・考察

MP-PAWRでは、ZHに加えて、レーダー反射因子差(ZDR), 偏波間相関係数( $\rho_{HV}$ ), 伝搬位相差変化率(KDP)等のパラメータを観測できる。ZHとZDRはKDPの値を用いて減衰補正[1]を行った。

図1は雷雲を含む緯度経度 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ の領域における雲放電, 正極性雷, 負極性雷の時間変化を示す。雲放電はLIDEN, 対地放電はLLSから得た。雲放電と対地放電は、ほぼ同時刻で増加し、減少した。今回の事例で、発雷は緯度 $35.5\text{--}36.0$ 度, 経度 $139.5\text{--}140.0$ 度の領域でほとんど発生して、特に19時35分から20時では、緯度 $35.7\text{--}35.75$ 度, 経度 $139.65\text{--}139.7$ 度の領域に集中していた。

図2に雲放電が集中していた領域におけるZH, ZDR, KDP,  $\rho_{HV}$ の時間高度断面図を示した。図1において19時38分から44分までの雲放電を第1ピークとし、19時54分から20時までを第2ピークとした。図2と比較すると第1ピークで、高度6km以上で40dBZ以上の領域が存在していた。第2ピークでは、高度5km以上で50dBZ以上の領域が存在し、発雷数が大きい第2ピークで、より強いZHを確認できた。また、高度5km以上で、ZDRが-2から-1かつKDPが0から1の領域が存在した。したがって、球形に近く小さい霰が広範囲に存在することが示唆される。しかし、この場合 $\rho_{HV}$ は0.85から0.90と低い値を示す領域もあるため、解釈が難しく、混合相の可能性も考えられる。また、19時50分ごろの下層で負のZDRに対し、大きいKDP, 小さい $\rho_{HV}$ が現れることから上記の仮説を裏付ける。

## 3. 今後の計画

日本無線(株)から提供されたPAWRのデータとのデュアルドップラー解析を行い、風速場を推定し、発雷と上昇流の関連を確認すると共に、エコー頂と発雷数の時間変化の比較など、発雷数と対応の良いパラメータを検討する。

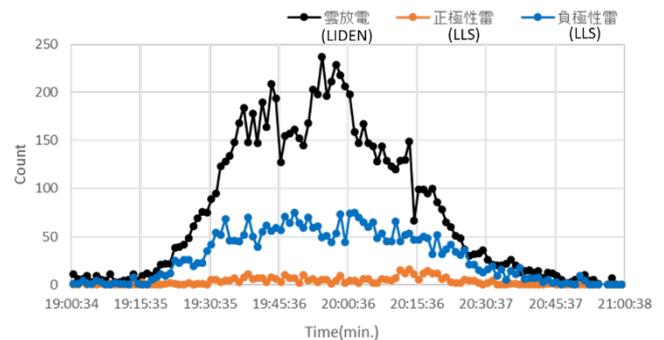


図1. LIDEN, LLSによる緯度 $35.5\text{--}36.0$ 度, 経度 $139.5\text{--}140.0$ 度の範囲における発雷数の時間変化

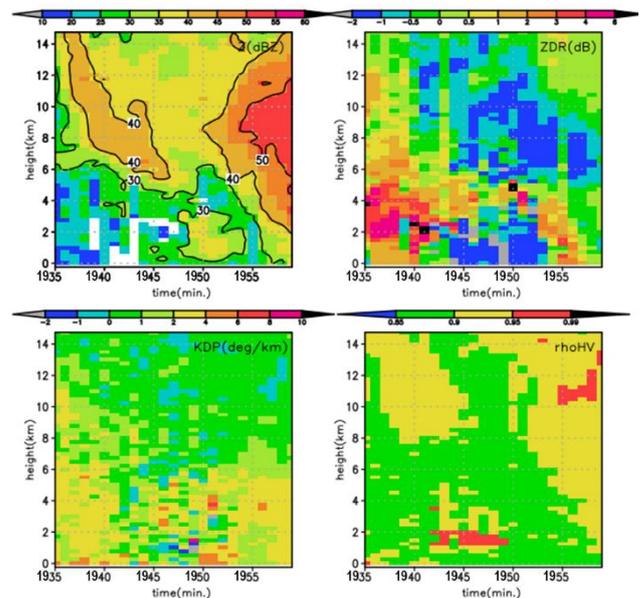


図2. 19時35分から20時における緯度 $35.7\text{--}35.75$ 度, 経度 $139.65\text{--}139.7$ 度の領域でのZH, ZDR, KDP,  $\rho_{HV}$ の時間高度断面

## 参考文献

[1] Park et al., J. Atmos. Oceanic Technol., 22, 1621-1632.

謝辞: MP-PAWRは内閣府SIP第一期に開発された。LIDENは、気象庁のデータを使用させていただいた。LLSは、(株)中電シーティーアイから提供頂いた。

# 竜巻をもたらした台風外縁の波状雲

佐々浩司, \*石戸空, 村田文絵(高知大理工), 西井章(名古屋大学院)

## 1. はじめに

平成 30 年台風 24 号が九州の南にあって北東進していた 9 月 30 日午前 6 時半ごろ、高知市長浜地区で JEF1 の竜巻被害が発生した。台風のアウターレインバンドで竜巻が発生することは多いが、この事例では、さらに外側の波状雲が竜巻親雲であった(佐々・西井 2019)であったことがわかっている。ここでは、この波状雲の構造を明らかにするため、レーダー解析やモデル初期値による解析を行った。

## 2. 解析

レーダー解析には主として高知大学レーダーネットワークを構成する 2 台の MP レーダー(物部、須崎)と、気象庁室戸レーダーのデータを用い、環境場の特性を把握するため、MSM 初期値やウィンドプロファイラデータも用いた。

## 3. 解析結果

竜巻は 2 個発生したことがわかっているが、被害は 1 つ目の親雲が高知市上空を通過した 6 時半頃に発生しており、二つ目の 8 時半頃は漏斗雲のみ観測されている。これらはいずれも図 1 に示すような台風に伴う南東風によって土佐湾から高知市に次々と上陸してくる波状雲によるものであり、アウターレインバンドよりもはるかに台風中心から離れているものであった。これらは、地上付近の南東風にはほぼ直交する長さ 20km ほどの帯状で、前後の雲の間隔は 8~10km ほどであった。波状雲の走向は地上と上空の風向シアアの向きにほぼ等しい北東向きであり、40dBZ 以上の強エコー域は高度 4000m でほぼ消失するような背の低い雲であることがわかった。これらの気流構造と雲の形態は、以前高知にて観測された台風外縁の波状雲(村田ら 2015)とほぼ同様であったが、波長ははるかに小さいものであるとともに、高さもやや低かった。移動速度は北北西に 16.9m/s であり、800hPa 面の風向とはほぼ平行であったが環境風の 80%程度で移動していたことがわかった。高度 1km における親雲内の気流(図 2)は南西端に竜巻上層の渦に伴う回転が認められたほか、フックエコー的な様相も示していた。一方、北東側は風向シアアの向きにほぼ等しいような南西風が認められ、波状

雲を移動させる下層の南東風とはほぼ直交していた。なお、高度 3km ではほぼ全域で南西風であった。

## 謝辞

本研究は文部科学省科研費 18H01682 の支援を受けて進められた。また、須崎レーダーは総務省 SCOPE (165009001)の委託を受けて整備された。

## 参考文献

- [1] 佐々浩司, 西井章, 2019, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 148, 6-9.

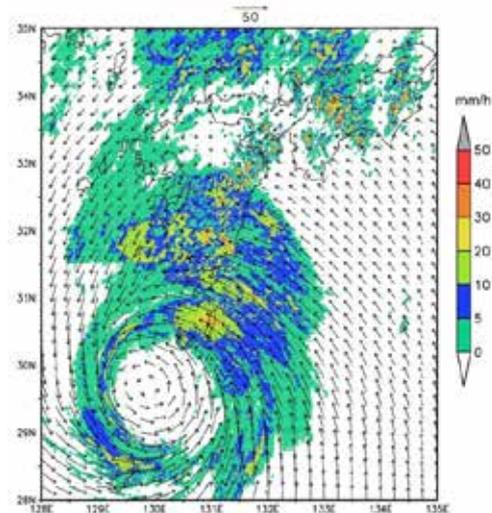


図 1 6:00JST における台風 24 号まわりの降水強度と地上気流風速の分布

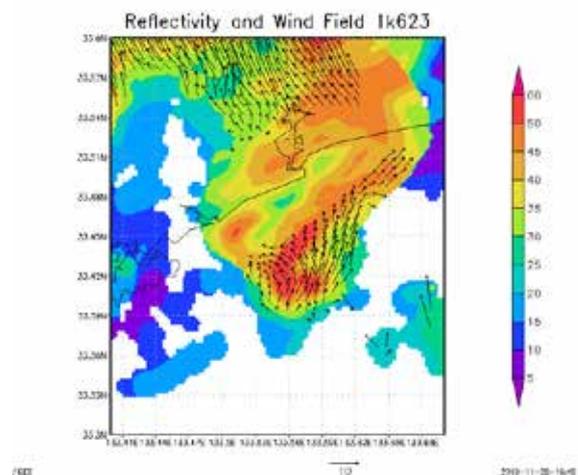


図 2 6:23JST における  $z=1$ km のデュアル解析結果

## 2019年10月12日に市原市に被害をもたらした竜巻の 二重偏波特性について（その2）

\*梅原章仁, 足立透, 益子渉 (気象研究所), 山内洋 (気象庁観測部)

### 1. はじめに

二重偏波レーダーで竜巻を観測した際、Tomadic Debris Signature [1] (以下 TDS) と呼ばれる竜巻飛散物の存在を示す特徴が見られることが知られているが、TDS の国内での報告例は極めて少ない。

前回大会にて、我々は、台風第19号に伴い千葉県市原市で JEF2 スケールの被害をもたらした竜巻 (2019年10月12日午前8時8分頃発生) について、国内で初めて2台の二重偏波レーダーにより、明瞭な TDS を捉えたことを報告した[2]。本発表では、この TDS の、より詳細な時間変化について考察する。

### 2. データと解析手法

解析には羽田空港及び成田空港の、二重偏波機能を持つ空港気象ドップラーレーダー (DRAW) のデータを用いた。この2つの DRAW は、方位分解能 0.7 度、距離分解能 150m、探知範囲 120km であり、5 分毎に 15 仰角 PPI 観測 (0.7, 17.0, 12.5, 0.7, 9.2, 6.9, 5.1, 0.7, 3.8, 2.8, 2.1, 0.7, 1.5, 1.1, 0.7 度) を行っている。被害地点は羽田及び成田 DRAW からそれぞれ約 39.3km, 約 33.8km の距離にあった (予稿では羽田 DRAW の観測結果は割愛する)。

TDS の空間分布を把握するため、クラッタ除去後のデータの各ビンに、既往研究[1]による抽出条件 A ( $Z_{hh} > 45$  dBZ,  $\text{かつ } \text{phv} < 0.8$ ,  $\text{かつ } Z_{dr} < 0.5$  dB,  $\text{かつ}$  フックエコーが存在,  $\text{かつ}$  速度の渦パターンが存在) と連続性を確認しつつ閾値を緩和した抽出条件 B ( $Z_{hh} > 40$  dBZ,  $\text{かつ } \text{phv} < 0.9$ ,  $\text{かつ } Z_{dr} < 1.0$  dB,  $\text{かつ}$  フックエコーが存在,  $\text{かつ}$  速度の渦パターンが存在) により、TDS を抽出した。

### 3. 結果と考察

図1に成田 DRAW で観測した竜巻発生時刻頃の TDS を示す。明瞭なフックエコー (図1(a)), 40m/s 以上の視線風速を持つ渦パターン (図略) に加え、 $\text{phv}$  が極端に低く (図1(b)),  $\text{かつ } Z_{dr}$  が小さい領域 (図略) が観測されており、TDS の抽出条件を満たした。

条件 A により抽出した TDS (図2(a)中の赤点) は、被害地点に到達してから検出され始め、被害地点通過中に最大で高度約 800m にまで分布していた。条件 B で抽出した領域 (図2(a)中の緑点) は、竜巻発生時刻 (0808JST) より

前の 0807JST 頃に被害地点の進行方向手前で検出され始め、時間経過とともに風下 (南南西) 側及び鉛直方向に広がり、最高で約 2.5km にまで達した。最初に抽出条件 B を満たしたピンは反射強度 (40.9 (dBZ)) 以外 ( $\text{phv} = 0.77$ ,  $Z_{dr} = 0.42$  (dB)) は条件 A を満たしており、本格的な被害が始まる前 (被害域に至る前) に疎な/小さな飛散物が捉えられていた可能性がある。講演では、フェーズドアレイレーダーによる詳細な渦の解析結果[3]と比較して TDS 巻き上げの様子を考察する。

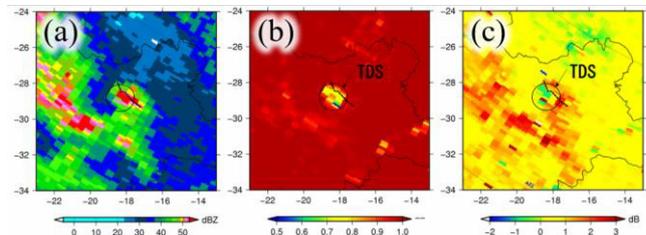


図1: 2019年10月12日0809JST頃の成田 DRAW 仰角0.7度 PPI 観測による、(a) 反射強度 ( $Z_{hh}$ ), (b) 偏波間相関係数 ( $\text{phv}$ ), (c) 反射因子差 ( $Z_{dr}$ ) をそれぞれ示す。破線は被害地点を示す。

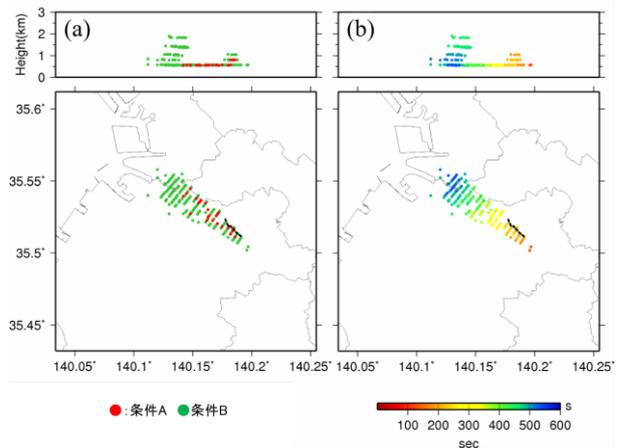


図2: (a) 2019年10月12日0805JST~0815JSTの成田 DRAW 全仰角 PPI 観測から抽出した TDS の空間分布 (上図は、高度経度断面、下図は緯度経度分布), (b) (a) の TDS を 0805JST からの経過秒により色付けた図 (同上)。図中黒破線は被害地点を示す。抽出条件詳細は2項参照。

**参考文献:** [1] Ryzhkov et al., 2005, *J. Appl. Meteor.*, **44**, 557-570. [2] 梅原・山内, P210, 日本気象学会 2020 年度春季大会. [3] 足立・益子, A152, 同上。

**謝辞:** 本研究は JSPS 科研費 JP17K13007, JP19K23466, JP20K04071 の助成を受けたものです。

## 竜巻の強さと温帯低気圧の関係

\* 梶本英伍<sup>1</sup>・新野宏<sup>1</sup>

(1: 東京大学大気海洋研究所)

## 1. はじめに

竜巻は水平スケールが極めて小さな現象ではあるが、その発生は温帯低気圧などの総観場と密接に関係している。特に温帯低気圧の暖域で竜巻が発生することが多いことが知られている (Newton 1967)。Tochimoto and Niino (2016)は、竜巻大発生を生ずる低気圧と生じない低気圧の構造の違いを明らかにした。一方、竜巻の強さと温帯低気圧の構造や強度の関係は十分に理解されていない。

そこで本研究は、米国で発生する竜巻の強さと温帯低気圧の関係の関係を明らかにするために、JRA-55 を用いてコンポジット解析を行った。

## 2. 解析期間と解析方法

解析期間は 1959 年～2017 年の春季(MAM)、秋季 (SON)、冬期 (DJF) である。使用したデータは JRA-55(Kobayashi et al. 2015)で、水平格子間隔は 1.25 度、時間間隔は 6 時間である。温帯低気圧の客観的抽出には Hodges (1994, 1995, 1999)の手法を用いた。竜巻は、Storm Prediction Center (<https://www.spc.noaa.gov/wcm/index.html#data>)のデータを用いた。

また、低気圧の構造を調べるために Key Time (KT)を竜巻が発生した時刻に最も近い時刻とし、その前 48 時間(KT-48)～KT の時間発展を調べた。竜巻の強度と温帯低気圧の関係を調べるために、強い竜巻を F3 または EF3 と定義し、強い竜巻を起こす低気圧 (STEC) と、F0 スケール位上の全ての低気圧 (TEC) を起こす低気圧に分類した。そして、TEC と STEC の平均的な低気圧構造を比較するために、低気圧の中心を重ね合わせて平均をとるコンポジット解析を行った。

## 3. 結果

コンポジット解析を行った結果、STEC と TEC で違いが見られた。ここでは、MAM の結果について述べる。まず、下層の南風分布を比較すると、低気圧中心の南東領域で、STEC においてより南風が強くなっていた (図 1a-c)。また、ジオポテンシャル高度の差を見ると、低気圧の中心付近で気圧が低くなっており、STEC の方が強い傾向があることを示唆している。また、STEC におけるより低い気圧分布は南方 1500 km 程度まで広がっており、その東側では、STEC の方が高圧部となっていることから、東西の気圧傾度が大きくなることで STEC の方が強い南風となっていることがわかる (図 1a-c)。

上層でも STEC と TEC で違いが見られる (図 1d-f)。上層の渦位および気圧分布を比較したところ、STEC でより上層の高渦位が低気圧中心付近まで接近しており、ジオポテンシャル高度も低くなっている。

続いて、竜巻発生環境パラメータとして用いられる、Storm relative environmental helicity (SREH)と CAPE のコンポジットを比較した (図 2)。その結果、STEC 中心の南東側で SREH が TEC よりも大きくなっていた (図 2a-c)。この SREH の差は、STEC と TEC の南風の強さの違いに起因している。また、CAPE のコンポジット場を比較しても、STEC 中心の南東側で TEC よりも CAPE が大きくなっていた (図 2d-f)。CAPE

の差には、下層の水蒸気量の差が大きく影響していると考えられる (図 2f)。また、SREH よりも CAPE の差の方が顕著であった。

今後は、これらの違いが低気圧の強さの違いによるものなのか、低気圧の構造の違いによるものなのかを調べる予定である。

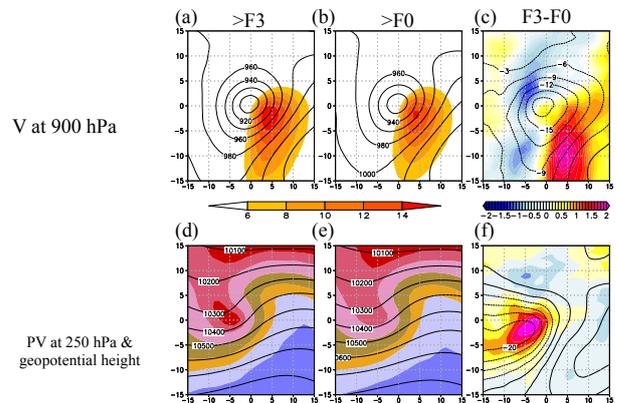


図 1 (a) STEC と (b) TEC における南北風 (色; m s<sup>-1</sup>) とジオポテンシャル高度 (実線; m s<sup>-1</sup>) のコンポジット図。 (d) と (e) は同様に、250hPa 面の渦位 (色; PVU) とジオポテンシャル高度 (実線; m) の STEC と TEC の差、(f) は 250hPa 面の渦位 (色; PVU) とジオポテンシャル高度 (実線; m) の STEC と TEC の差を示す。座標(0,0)は低気圧中心。

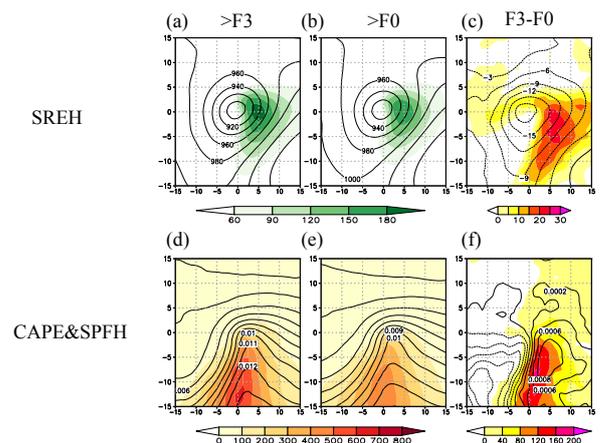


図 2 図 1 と同様、ただし、上段は SREH (色; m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>)、下段は CAPE (J kg<sup>-1</sup>) と比湿 (色; kg kg<sup>-1</sup>)。

大氣放射 (RD)

## DARDAR プロダクトとひまわり 8 号観測を用いた RTTOV 氷雲放射スキームの評価

\*林昌宏、岡本幸三 (気象庁気象研究所)

## 1. はじめに

RTTOV (Radiative Transfer for the TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS)) は、欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) が出資する NWP SAF (Numerical Weather Prediction Satellite Application Facilities) のもと開発されている高速放射伝達モデルであり、多くの現業数値予報センターで受動型衛星観測を数値予報モデルへ同化するのに利用されている。RTTOV は非常に高速に動作し、晴天域での計算はもちろん雲域においても高速な計算が可能である。しかし、現業数値予報センターにおける衛星観測のデータ同化においては、晴天域での利用が主流で雲域での利用は限られている。これは数値予報モデルの雲物理の表現の不確実性に加え、放射伝達モデルにおいても雲域では誤差が大きいことが理由として挙げられる。雲域に必要な放射計算はその複雑さから多くの仮定・近似を含むため、それらの仮定に由来する誤差の性質を把握することが RTTOV の計算結果を利用する上で重要である。そこで、今大会では、衛星搭載のライダー・レーダー観測により推定された氷雲物理量を用いて、氷雲域における RTTOV の特性調査を行った結果を報告する。

## 2. DARDAR プロダクト

DARDAR プロダクトは、CALIPSO 衛星のライダー観測、CloudSat 衛星搭載のレーダー観測、および Aqua 衛星搭載の放射計 MODIS の観測から Optimal Estimation の方法で氷雲物理量鉛直プロファイル推定したプロダクトである (Delanoë and Hogan 2010)。リール大学のサーバで公開されているプロダクトには、ライダー観測とレーダー観測のみを用いて推定した「DARDAR-cloud」、放射計 MODIS も併用した「DARDAR-rad-cloud」の 2 つのプロダクトがあるが、本報告では前者を用いた。DARDAR プロダクトでは、雲の光学的厚さ、雲粒有効半径・氷雲量・クラス分類 (雲相、降雨・エロゾル域など) の鉛直プロファイルが提供されている。例として、図 1 に、DARDAR 氷雲量鉛直プロファイル(a)と、ひまわり 8 号のバンド 13 画像 (B13, 10.4  $\mu\text{m}$ ) に DARDAR プロダクトの積算雲光学的厚さ(b)をプロットしたものを示す。

## 3. DARDAR とひまわり 8 号データを用いた RTTOV の検証

DARDAR の氷雲量の鉛直プロファイルと、JRA55 の気温・水蒸気プロファイルを用いて RTTOV12 (Saunders et al. 2018) によりひまわり 8 号観測をシミュレートし、ひまわり 8 号フルディスク観測との比較を行った。氷雲量 (IWC) と雲温度から放射計算に必要な光学パラメータへの変換には Baran スキーム (Vidot et al. 2015) を用いた。また、視差による影響を低減するため、衛星天頂角が 40 度以内の観測同士を比較した。

図 2 に、氷雲域におけるまわり 8 号バンド 8 (B08, 6.2  $\mu\text{m}$ ) の観測値と、DARDAR 氷雲量を用いた放射計算値の散布図を示す。統計期間は 2016 年 8 月 16 日～8 月 31 日である。図 2 の (b),(c)を見ると、厚い雲域と非常に薄い雲域、有効半径が大きな雲域では RTTOV 計算値と観測は比較的良好に整合している傾向があることがわかる。そのため、巻雲域 (雲の光学的厚さ 0.1 から 4) のみを抜き出してプロットしたのが図 3 である。図 3(b),(c)からは、光学的にそこそこ厚く、雲粒有効半径が中程度 (30 $\mu\text{m}$  程

度) となる場合に、観測との違いが大きくなる。光学的厚さがこの程度の巻雲域では、仮定した雲粒有効半径によって計算される輝度温度が大きく異なってくるため、現在、雲粒有効半径の影響について詳細な調査を行っているところである。

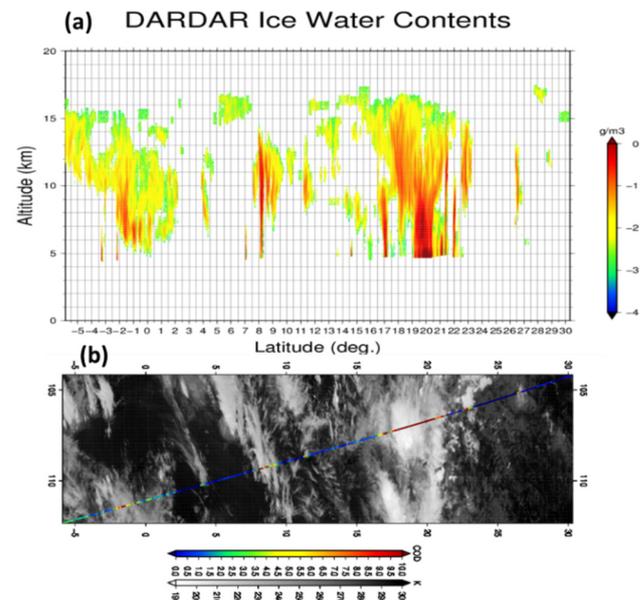


図 1. DARDAR プロダクトの例 (2016/08/16 0620 UTC)

(a)DARDAR プロダクトによる氷雲量(IWC)鉛直プロファイル  
(b)ひまわり 8 号 B13 画像と DARDAR プロダクト積算雲光学的厚さ(COD)

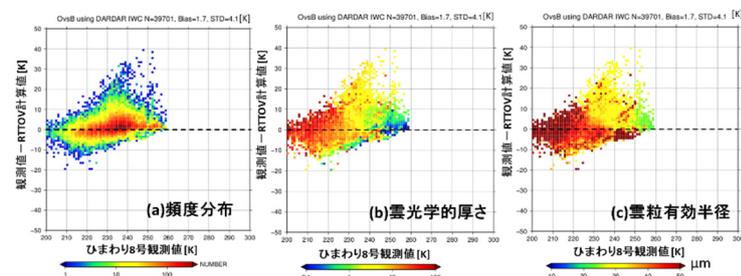


図 2. 氷雲域におけるひまわり 8 号 B08 観測値 (横軸) と DARDAR 氷雲量を用いた RTTOV 放射計算値の差 (縦軸)。(a)頻度分布 (2 次元ヒストグラム) (b)各ビンの雲光学的厚さの平均値 (c)各ビンの雲粒有効半径の平均値

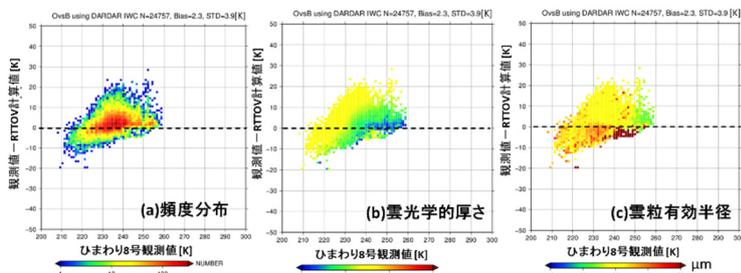


図 3. 図 2 と同じだが、巻雲域 (雲の光学的厚さ 0.1 から 4 まで)

参考文献:

- Delanoë J. and R. J. Hogan., 2010, *JGR*, **115**, D00H29, doi: 10.1029/2009JD012346  
Saunders, R. et al. 2018, *Geosci. Model Dev.* **11**, 2717–2737, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2717-2018>  
Vidot J. et al. 2015, *JGR Atmos.*, **120**, 6937–6951. doi: 10.1002/2015JD023462

謝辞: 本研究は、JAXA「第2回地球観測研究公募共同研究」の支援を受けたものです。

## 広帯域放射伝達モデル MstrnX の精度・速度の向上の検討

\* Ha Hyunju (東京海洋大学大学院)、関口美保(東京海洋大学学術研究院)

### 1. はじめに

放射強制力計算は大気システムの中で入射・射出される放射エネルギーの変化を決め、気候変動のシミュレーションなどに大きな影響を与えている。本研究では、著者らが開発しているブロードバンド放射伝達モデル MstrnX についての高速度・高精度化の検討について発表を行う。

### 2. 使用データと放射伝達モデル

本研究で用いた吸収線データベースは HITRAN2012 (High-resolution TRANsmission molecular absorption database) [1] で大気分子の吸収に関する高分解能分子吸収線データベースである。連続吸収帯については連続吸収計算プログラムの MT\_CKD3.1 [2] を用いた。広帯域放射伝達モデル MstrnX [3] は、東京大学大気海洋研究所・国立環境研究所・海洋研究開発機構が共同で開発している大気大循環モデル(AORI/NIES/FRCGC AGCM)や東京大学大気海洋研究所と海洋研究開発機構による全球非静力正 20 面体大気モデル(NICAM)、名古屋大学と高度情報科学技術研究機構による領域雲解像モデル(CReSS)など様々な気象・気候モデルに導入されている。一般的なブロードバンドモデルでは波数領域に k-分布法を適用しているが、著者らが開発している MstrnX では波長積分するための位置と重みの決定に最適化手法を用いている。現在は標準状態および温暖化状態について最適化した 29 バンド 111 点が使用されているが、二酸化炭素 4 倍状態では誤差が大きいことが指摘されている [4]。また、太陽放射領域から地球放射領域までを一度に計算しているが、太陽放射と地球放射を同時に放射伝達計算すると誤差が大きいことが確認されている。

### 3. 高解像度版の構築

まず、太陽放射、地球放射を別個に扱うように変更を加える。本研究では地球放射版(MstrnX\_LW)について検討を進める。各バンドで考慮する温室効果気体は H<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>O、CH<sub>4</sub> とし、それらの放射強制力によって 51 バンドに分割した(表 1)。最適化手法は [3] に準じた。大気状態は AFGL 標準大気 6 種類と

し、CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>O、CH<sub>4</sub> については標準状態を 2014 年、産業革命以前を 1750 年、将来の状態を IPCC AR5 の RCP8.5 における 2100 年の想定濃度とし、それぞれについて最適化を行った。また、H<sub>2</sub>O については標準状態と 1.2 倍にした状態について最適化を行った。目的関数は LBL 計算を真値とした時の大気上端、地表面、対流圏界面における正味の放射フラックスと放射強制力、および各層のフラックス収束の相対誤差を用いた。それぞれの重みについてはバンドごとに調整を行った。初期値と積分点数の変化によって数通りの最適化を行い、閾値以下になる積分点数を決定した。

今後は目的関数の精度を検証し、それぞれのバンドの位置と重みを調整する。詳細な結果は大会の時に発表する予定である。

band number	spectral range	gases	band number	spectral range	gases
1	50-350	H <sub>2</sub> O	27	1240-1270	H <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>
2	350-450	H <sub>2</sub> O	28	1270-1280	H <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>
3	450-570	H <sub>2</sub> O	29	1280-1320	H <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>
4	570-600	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> O	30	1320-1350	H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>
5	600-630	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	31	1350-1370	H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>
6	630-640	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	32	1370-1570	H <sub>2</sub> O
7	640-670	CO <sub>2</sub>	33	1570-1700	H <sub>2</sub> O
8	670-710	CO <sub>2</sub>	34	1700-1890	H <sub>2</sub> O
9	710-720	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	35	1890-1940	H <sub>2</sub> O
10	720-740	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	36	1940-2030	H <sub>2</sub> O
11	740-770	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	37	2030-2065	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>
12	770-780	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	38	2065-2090	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>
13	780-830	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	39	2090-2115	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>
14	830-920	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	40	2115-2135	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>
15	920-940	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	41	2135-2160	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> O
16	940-980	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	42	2160-2190	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> O
17	980-1030	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	43	2190-2230	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> O
18	1030-1050	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	44	2230-2240	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> O
19	1050-1070	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	45	2240-2390	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>
20	1070-1080	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	46	2390-2500	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> O
21	1080-1100	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	47	2500-2600	H <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>
22	1100-1110	H <sub>2</sub> O	48	2600-2700	H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>
23	1110-1150	H <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O	49	2700-2900	H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>
24	1150-1200	H <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O	50	2900-3200	H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>
25	1200-1220	H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>	51	3200-5000	H <sub>2</sub> O
26	1220-1240	H <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>			

表 1: Mstrn に使用した各バンドの波数範囲と吸収気体

[1] Rothman et al., 2013, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **46**, 837-848.

[2] Mlawer et al., 2012, *Phil. Trans. R. Soc A*, **370**, 2520-2556.

[3] M. Sekiguchi et al., 2008 *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **109**, 2779-2793.

[4] R. Pincus et al., 2015, *Geo-phys. Res. Lett.*, **42**, 5485-5492.

# 北極圏の大気上端の上向き短波放射フラックスの 長期変動とその要因

\*安間 碩成, 早坂 忠裕 (東北大院理)

## 1. はじめに

近年, 北半球高緯度では大気上端の上向き短波放射が減少していることが指摘されている. この短波放射のトレンドは海氷面積の減少と関連することが示唆されている [1]. また, 短波放射のトレンドに対する海氷の減少の影響は雲によって弱められることも知られている [2]. しかし, 雲・海氷特性などの複数のパラメータの短波放射トレンドに対する寄与を定量的に解析する研究は極めて少ない. そこで, 2001 年から 2019 年の大気上端の上向き短波放射フラックスのトレンドを解析し, 放射伝達モデルを用いて変動要因を定量的に評価する.

## 2. 解析手法

短波放射フラックス・雲量・雲の光学的厚さは CERES EBAF-TOAEd4.1, 海氷密接度は CERES SYN1deg Ed4.1, 可降水量は ERA5, エアロゾルの光学的厚さは MERRA-2 を用いた. ここで解析期間は 2001 年から 2019 年の 19 年間とした. また, 北半球高緯度でボーフォート海 (71°N–72°N, 135°W–134°W) とバレンツ海 (70°N–71°N, 25°E–26°E) において放射伝達モデル (SBDART) を用いて変動要因を定量的に議論する. そのために, 以下の手法を用いた. まず, 海氷密接度から推定した地表面アルベド, 雲量, 雲の光学的厚さを SBDART に入力して短波放射を計算した. 次に, それぞれの変数の解析期間の平均値を SBDART に入力し, 短波放射を計算した. そして, 計算した短波放射の差をとることによって, それぞれの変数の寄与を求めた.

## 3. 結果と考察

2001 年から 2019 年までの年平均の大気上端の上向き短波放射フラックスのトレンドを図 1 に示した. ほぼ全ての緯度帯で減少トレンドとなる. 特に, 北半球の高緯度で減少トレンドが大きい. そこで, 北半球の高緯度に関して 6 月に注目し詳細な結果を解析した. 北半球の高緯度では短波放射の減少トレンドがボーフォート海・カラ海・ラプテフ海などで大きい. しかし, バレンツ海などでは短波放射の増加トレンドとなっている. ここで, CERES によるボーフォート海とバレンツ海の

トレンドの解析結果はそれぞれ  $-33.6 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$ ,  $15.7 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$  となった. 一方, SBDART の解析結果はそれぞれ  $-29.3 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$ ,  $11.4 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$  となり, おおよそ CERES の結果を再現している. そこで, ボーフォート海とバレンツ海について解析した結果, それぞれ  $-34.0 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$ ,  $3.7 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$ ,  $1.0 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$  となった. ゆえに, ボーフォート海では雲の寄与よりも海氷の減少の影響が大きく, 短波放射の減少トレンドとなると言える. 一方, バレンツ海では海氷密接度, 雲量, 雲の光学的厚さの寄与はそれぞれ  $1.6 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$ ,  $5.1 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$ ,  $6.2 \text{ Wm}^{-2} \text{ decade}^{-1}$  となる. ゆえに, バレンツ海では海氷の寄与よりも雲量と雲の光学的厚さの増加の影響によって短波放射の増加トレンドとなると言える.

## 4. まとめと今後の展望

本研究では, ボーフォート海の大気上端の上向き短波放射フラックスの減少トレンドは海氷の減少, バレンツ海の短波放射フラックスの増加トレンドは雲量・雲の光学的厚さの増加によることを定量的に示した. 今後は北極圏全体について詳細に解析する予定である.

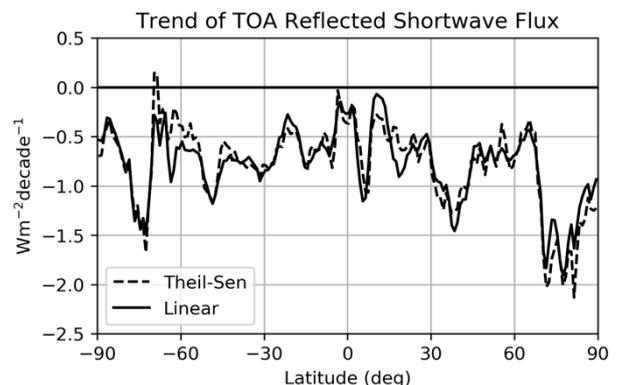


図1 2001 年から 2019 年までの年平均の大気上端の上向き短波放射フラックスのトレンドの緯度分布. 線形トレンドと Theil-Sen トレンドを記した.

## 参考文献

- [1] Hartmann, D. L., and P. Ceppi, 2014, *J. Climate*, **27**, 2444–2456.  
[2] Choi Y-S, et al., 2020, *Int J Climatol.*, 1–8.

熱帶大氣 (TR)

# 湿潤対流の自己集合化の発生に関する新たな臨界長さ

\*柳瀬友朗(京都大学), 西澤誠也(理化学研究所), 三浦裕亮(東京大学),  
竹見哲也(京都大学), 富田浩文(理化学研究所)

## 1. はじめに

理想化された放射対流平衡(RCE)気候における対流の自己集合化(CSA)が注目を集め、領域雲解像モデルを用いた RCE 実験が多数行われている[1]. CSA の発生は水平領域幅  $L$ ・水平格子幅  $H$  に依存し、広領域( $L > 200\text{--}300\text{ km}$ )・低解像度( $H > 2000\text{ m}$ )でのみ発生すると考えられている[2, 3, 4, 5]. しかし、高解像度( $H < 2000\text{ m}$ )な RCE 実験において、仮に領域幅を十分に大きく設けた時に CSA が発生するかどうかは未知である. そこで本研究では、様々な  $H \cdot L$  を用いた系統的な RCE 実験により、CSA 発生の臨界長さを調べた. また、その臨界長さの決定要因と CSA 発生メカニズムを議論する.

## 2. 実験設定

数値実験には領域大気モデル SCALE-RM ver. 5.3.3[6, 7]をコリオリ力なし条件のもと使用した. 正方形型計算領域には二重周期側面境界条件を課した. 上端は高度  $24\text{ km}$  とし、下層ほど密に  $64$  層で分割した. 物理過程として 1 モーメントバルク型雲微物理スキーム、Smagorinsky-Lilly 型乱流スキーム、バルク型地表スキーム、および広帯域型放射スキームを用いた. 海面温度は  $300\text{ K}$  に固定した. 詳細設定は[8]を参照されたい.

以上の設定のもと、領域幅  $L$  を  $96\text{--}960\text{ km}$ 、格子幅  $H$  を  $4000\text{--}500\text{ m}$  の範囲で変えた一連の RCE 実験を行った. 積分時間は殆どの実験で  $40, 50$  日間だが、 $H500L960$  は計算資源制約上  $13$  日間である. これは完全に平衡状態に至るには短い、CSA 発生の判定には十分である.

## 3. 結果

まず図 1 により、既往研究[5]と同様に、狭領域や高解像度では CSA が発生せず( $H1000L96, H1000L384,$  and  $H2000L96$ ), 低解像度では発生する( $H2000L384$ )ことを確認した. 更に、高解像度であっても十分広領域ならば CSA は起きる( $H1000L960$ )ことを発見した.

次に図 2 により、既往研究[5]と同様に、CSA 発生の臨界長さが  $H2000$  付近で急激に変化することを確認した. 更に、 $H2000$  より高解像度側で新たな臨界長さ約  $500\text{ km}$  が存在することを発見した.

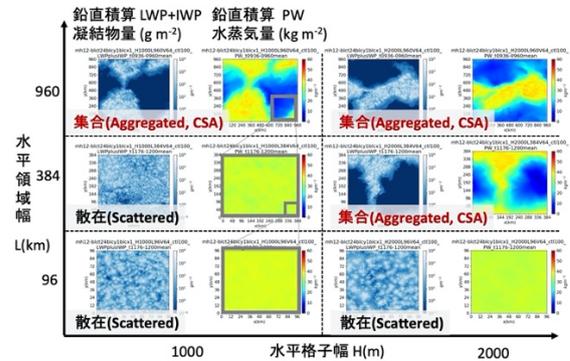
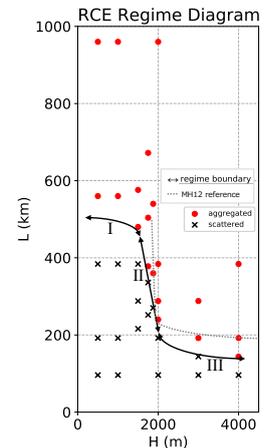


図 1 6 事例における鉛直積分凝結物量と鉛直積分水蒸気量の水平分布. 積分最終日平均値.

図 2 H-L パラメータ空間における RCE レジーム. 矢印線 (I, II, and III)はレジーム境界. 点線は[5] Fig.6a の参照線.



## 4. 議論

CSA 発生に関して、次の 2 つの相反する過程がある. ① 湿潤域の降水蒸発による冷気プールが持つ境界層水蒸気均一化・CSA 抑制効果[3], ② 乾燥域での放射により駆動される循環が持つ境界層水蒸気不均一化・CSA 促進効果[4]. 我々は、水平規模に応じて強化する②が①を上回る時に CSA が発生する、という仮説を提示する. ①, ②に関連する典型値を用いると、数  $100\text{ km}$  の臨界長さの存在が説明できる. また、臨界長さの急激変化も、低解像度での下層雲量・放射冷却量の増大に伴う②の増幅、そして臨界長さの減少として解釈できる. 発表では、この仮説の根拠を示す.

## 参考文献

[1] Wing et al. (2017), [2] Bretherton et al. (2005), [3] Jeevanjee & Romps (2013), [4] Muller & Bony (2015), [5] Muller & Held (2012), [6] Nishizawa et al. (2015), [7] Sato et al. (2015), [8] Yanase et al. (2020, *Geophys. Res. Lett.*, in revision)

## 放射対流平衡におけるコリオリパラメータの影響

\*田中瑞樹<sup>1</sup>, 安永数明<sup>2</sup>

1. 富山大学理学部 2. 富山大学学術研究部都市デザイン学系

## 1. はじめに

熱帯の対流は、一般に個々の対流セルのサイズよりもはるかに大きいスケールで自己集合化（組織化）する傾向がある。この対流の集合化は、コリオリパラメータの緯度変化とともに、メソスケールもしくは総観規模スケールで組織化した対流群から、熱帯低気圧まで、異なった形態となることが知られている。先行研究 [1] では、理想的な条件下でコリオリパラメータを変化させながら放射対流平衡実験を行い、熱帯低気圧へと成長する臨界緯度について調べている。そこでは、熱帯低気圧になるか否かは、7.5度の緯度で分かれることが明らかにされている。しかし、緯度2度付近でも熱帯低気圧は発達することもあり、相対的により低緯度で発達する熱帯低気圧と、より高緯度で発達する熱帯低気圧では、発達メカニズムが違う可能性が示唆されている。本研究では同様の実験を行い、コリオリパラメータの変化によって、熱帯低気圧のどのような維持・発達メカニズムの違いがあるかを調べた。

## 2. モデルと実験設定

本研究で用いたモデルは、理化学研究所計算科学研究センター (RIKEN R-CCS) を中心に開発が進められている SCALE Regional Model (SCALE-RM) である。水平解像度を 4 km, 水平領域を 2048 km × 2048 km, 鉛直層数を 75 とし、東西—南北ともに周期境界を設定している。また海面水温は 303K 固定した。物理過程のパラメタリゼーションに関して、雲微物理は 6-class 1-moment のバルクスキーム、乱流過程は Smagorinsky-Lilly 型のサブグリットスケール乱流モデル、放射スキームは mstrnX を使用した。ここでは、緯度0度と緯度6度のコリオリパラメータで固定したシミュレーションを行った。また初期場は、狭領域モデルを 162 日程度走らせて平衡状態となった時のものを、水平一様に与えた。ただし初期の水平風は 0 とした。

## 3. 結果

図1と図2は、緯度0度、6度におけるコリオリパラメータで行った実験の60日後の可降水量

の分布である。緯度0度の実験では、高可降水量の領域が扁平なものの、対流が集合化して、一つの塊となっている。これは、先行研究 [2] と同様な結果である。緯度6度の実験では、高可降水量の領域がなかなか集合化しない一方で、水平風は渦を巻いている様子が見られた。この時の下層の風を調べると最大 20m/s を超える水平風となっており、熱帯低気圧となったものと考えられる。

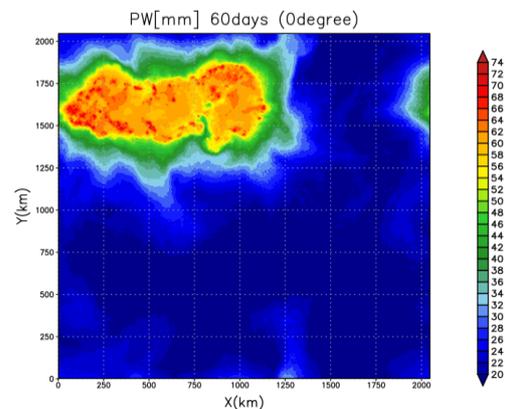


図1 緯度0度のコリオリパラメータで行った実験の60日後の可降水量の分布

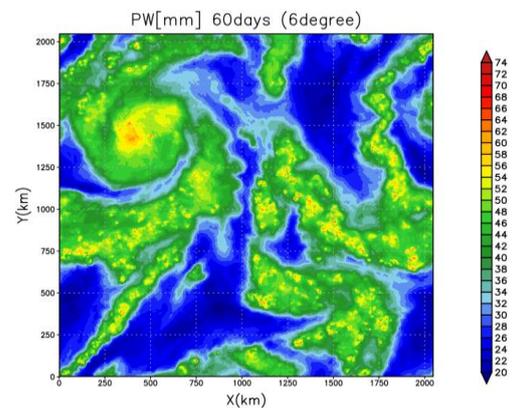


図2 緯度6度のコリオリパラメータで行った実験の60日後の可降水量の分布

## 参考文献

- [1] Carstens & Wing (2020, JAMES)  
 [2] Muller & Held Journal of the Atmospheric Sciences (2012) 69(8) 2551-2565

## スマトラ島西岸における沿岸降水帯に関する数値実験

\*安永数明（富山大学学術研究部），奥川椋介（富山大院理工学教育部）

## 1. はじめに

東インド洋から西太平洋の赤道上にまたがるインドネシア付近の多島海は海大陸とよばれる。海大陸における気候学的な降水量は、海岸線付近の沿岸域に集中している（e.g., Ogino et al. 2016）。このような沿岸域の降水は、気候学的に高い海面温度や、卓越する海陸風循環などに影響を受けていることが考えられるが、そのメカニズムは分かっていない。本研究では、スマトラ島西岸における沿岸降水帯を対象に、非静力学を用いて再現実験を行い、その再現性について調べた。

## 2. 実験設定及び使用データ

使用したモデルは、SCALE-RM (Nishizawa et al. 2015, Sato et al. 2015) version 5.2.5 である。計算領域を図 1 に示す。水平解像度は 3.5 km, 鉛直層数は 80 層で、最下層 50 m, 最上層 1250 m のストレッチグリッドを使用した。初期値・境界値及び SST には、NCEP-FNL を使用した。物理過程は、積雲パラメタリゼーションは使用せず、雲微物理過程に 6-class 1-moment スキーム (NSW6; Tomita 2008), 境界層スキームに MYNN level 2.5, 放射過程に mstrnX を使用した。積分期間は、2015 年 11 月 22 日 00UTC から 12 月 7 日 00UTC の 15 日間とした。

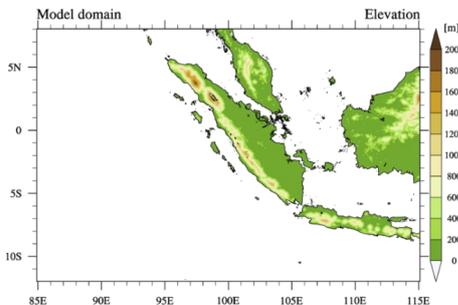


図 1 計算領域とモデル内地形。

## 3. 数値実験の結果

GSMaP 及び再現実験における平均降水強度分布を図 2 に示す。再現実験では、GSMaP において確認できる沿岸域での降水強度の極大は再現されていない。また、スマトラ島西岸の海上における可降水量 (CWV) は、解析値 (NCEP-FNL) に比べ過小、OLR は衛星観測に比べ計算領域全体で過大であった (図略)。このため、SST や OLR に関係した複数の感度実験を行い、降水分布の再現性の違いを調べた。沿岸域の SST を上昇させた実験では、沿岸域から沖合に向けての降水量の減少

が良く再現されていた。また上層の雲氷を増やした実験では、OLR のバイアスが大きく減少した (図略)。しかし、いずれの感度実験でも沿岸降水帯の再現性は十分でなかった。そこで、これらの感度実験を組み合わせた感度実験を再度行ったところ、沿岸域の SST を上昇させながら、上層の雲氷を増やした実験で、沿岸降水帯の再現性が大きく向上した。WTG の仮定の下に、モデル結果を診断的に解析したところ、沿岸域の高温の SST に伴う潜熱の増加と、陸域で発達した対流を起源とする雲氷による放射冷却の抑制が、沿岸域の降水極大を形成する上で重要であることが分かった (例えば図 3)。

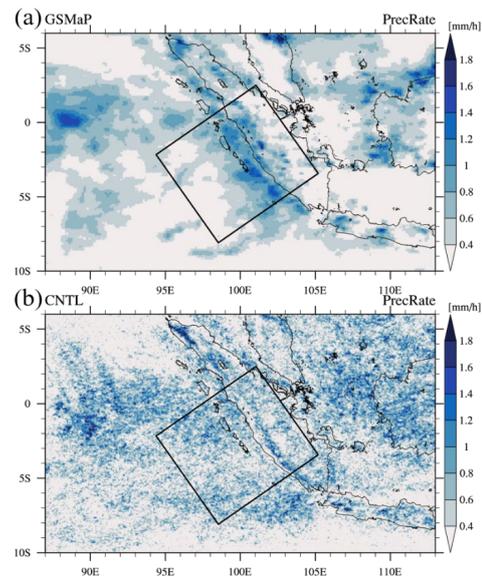


図 2 (a) GSMaP, (b) 再現実験の平均降水強度[mm/h].

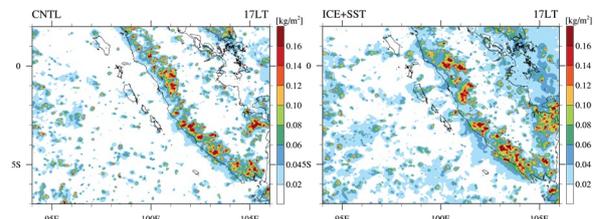


図 3 標準実験と最も再現性の良かった感度実験の平均的な日周期における 17LT の上層の氷雲の分布。

**謝辞** 本研究の計算は、東京大学大気海洋研究所気候系共同研究として、東京大学情報基盤センターの大型計算機 (Oakforest-PACS) を利用しました。

# 北半球夏季季節内振動に対するPJパターンの季節内規模応答

\*清木亜矢子<sup>1</sup>・小坂優<sup>2</sup>・横井覚<sup>1</sup>

(1. 海洋研究開発機構、2. 東大先端研)

## 1. はじめに

太平洋－日本パターン(PJパターン)とは、北半球夏季にフィリピン海付近と東アジア域の気圧偏差等が逆位相になるテレコネクションパターンであり、東アジア域の天候への影響が指摘されている(e.g., Nitta 1987)。一方、熱帯には大規模な積雲対流活動を伴う季節内変動が存在しており、北半球夏季には赤道付近を北東進する北半球夏季季節内振動(BSISO)が支配的である。

BSISOはフィリピン海における対流活動へ大きな影響を与える一方、PJパターンとの関係はあまり研究されていない。2019年度秋季大会では、フィリピン海における積雲対流活動はBSISOの位相6-7においてピークを迎え、PJパターン励起に寄与している可能性を示唆した。本研究では、BSISOとPJパターンとの季節内規模での統計的関係や中緯度の応答について調査した結果を報告する。

## 2. データと解析手法

気象データには、気象庁の再解析データ(JRA-55)の日平均値を用い、積雲対流活動の指標には、NOAAの日平均OLRを用いた。解析期間は、1979-2018年の北半球夏季(6-8月)とした。

今回、2つの時間スケールでPJパターン指標を作成した。1つは月平均の、もう1つは季節内(20-100日)のバンドパスフィルターをかけた850hPa渦度偏差に対し、北緯10度-60度、東経100度-160度にEOFをかけて得られた第一モードの時系列をPJパターンの指標とした。BSISOとの関係には季節内PJ指標を用い、正/負のPJ年の分類には、JJA平均PJ指標を用いた。本研究における正のPJ年はフィリピン海付近が低気圧偏差、東アジア中緯度域が高気圧偏差となるパターンを指す。

BSISOの指標には、季節内フィルターをかけたOLR(北緯30度-南緯30度の領域)に対してEEOFをかけたKikuchi et al. (2012)の指標を用いた。振幅が1を超える日が15日以上続く事例をBSISO事例として抽出し、位相1-8を分類してコンポジット解析を行った。

## 3. 結果と考察

図1は、季節内PJパターン指標とBSISO指標とのラグ相関を示している。PC1やPC2はBSISOの位相に対応しており、負のPC2(位相3456)のピークの後、負のPC1(位相5678)がピークとなり、正のPJパターン(ラグ0)が最大値を迎えることを示している。このような季節内規模におけるPJパターンとBSISOとの関係はこれまで明らかにされておらず、PJパターンが季節内規模でBSISOによって励起されていることを示唆している。また、BSISOの位相6-7においてフィリピン海付近の対流活動がピークに達した前大会の結果とも整合的である。

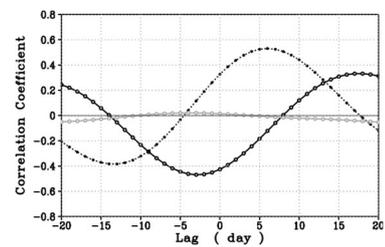


図1 季節内PJパターン指標とBSISO指標とのラグ相関図。実線はBSISOのPC1、点線はPC2、灰線は振幅との相関を示す。負のラグはBSISO先行を示す。

図2はBSISO位相6における、季節内フィルターをかけたOLR偏差と850hPaの風偏差を示している。どちらも強い振幅をもつBSISO事例を抽出しているが、正のPJ年では負のPJ年よりもフィリピン海付近のBSISO対流が活発であり、それに伴い強い西風域がより東方まで張り出している。また、日本の南東側では東風偏差と対流抑制偏差が出ており、従来のJJA平均から解析される正のPJパターンのシグナルと類似している。しかし、この偏差パターンは位相がずれると消滅する(図略)ため、正のPJパターンはBSISOの特定位相に対して季節内規模で応答していることを示している。

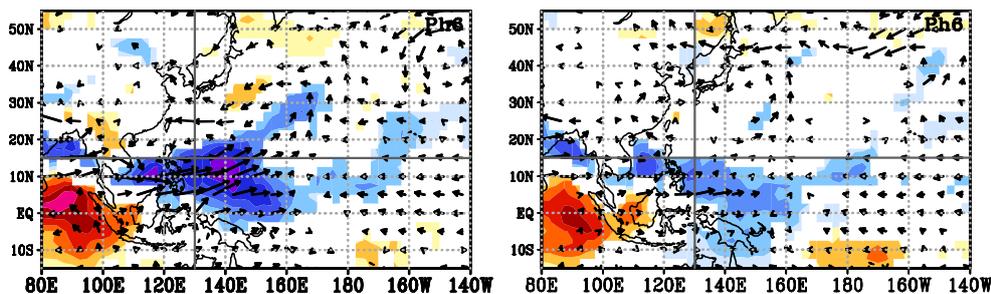


図2 正のPJ年(左)、負のPJ年(右)のBSISO位相6を基準とした、季節内OLR偏差と850hPaの風偏差のコンポジット図。95%の有意水準を超えたもののみを示している。

謝辞：本研究はJSPS科研費(18H05879)の助成を受けたものです。

## スマトラ西岸沖における直接観測を用いた 海面水温格子点プロダクトの検証

\*茂木耕作(JAMSTEC)

[下記の Google Document に詳細な図、スライド、動画のリンクをまとめたのでご参照ください。  
質問、コメントありましたらドキュメント内に追加してください。]

[https://docs.google.com/document/d/1CCG5io0rxP6f3oJGc0FC19\\_WH3iGjK53WT\\_ITdlcUls/edit?usp=sharing](https://docs.google.com/document/d/1CCG5io0rxP6f3oJGc0FC19_WH3iGjK53WT_ITdlcUls/edit?usp=sharing)

インドネシア多島海で 2017 年から実施されている YMC (Years of the Maritime Continent)の一環として、海洋地球研究船「みらい」MR17-08 航海の CTD による定点観測(4S,101E、2017.12.6-31)とスマトラブイ(5S,100E、2017.12.6-2018.11.30)を用いた格子点 SST プロダクトの検証を行った。SST プロダクト同士は、比較検証 SQUAM プロジェクト(<https://www.star.nesdis.noaa.gov/socd/sst/squam/references.php>)で実施されているが、対直接観測の検証はおよそ 10 日毎のプロファイル観測を行う Argo が中心であり、日別の短い変動まで検証がなされていない。YMC に関連して多くの数値実験が企画され、境界条件として格子点 SST プロダクトの利用は必須であるため、そのプロダクト間の比較と特徴を理解しておくことは極めて重要である。ここでは、GMPE(16 の SST データのアンサンブル中央値)、NOAA OI version 2(OIv2: 最も広く使われる SST プロダクト)、NOAA OI version2.1(OIv2.1:劣化した衛星データの変更と観測値増加で 2020 年 4 月に更新)、ECCO2(NASA による海洋再解析)といった異なる特徴の SST プロダクトに対して、スマトラブイおよび CTD の 1 日平均値との比較検証を行った。

図 1 は、データセット間での SST の散布図である。図 1a のように GMPE は RMSD0.17K(0.07K)、時間相関 0.95(0.68)、回帰係数はほぼ 1(0.49)、分散 0.15K(0.05K)と極めて高い精度を示している(カッコ内は対みらい CTD の数値)。外洋の対スマトラブイに比べて沿岸近くの対みらい CTD では、時間相関と回帰係数が小さくなっているが、RMSD と分散は非常に小さい。この数値から、GMPE はスマトラ西岸沖においてもほぼ実観測値として見て良い精度である。一方 OIv2(図 1b)は MJO の通過などによって長期的に大規模な雲域が分布する期間には極めて精度が低く(RMSD0.98K、時間相関 0.49、回帰係数 0.67、分散 0.57K)、その後の晴天下においてもその増大した誤差が縮退しないことが分かった。OIv2.1(図 1c)は、RMSD0.36K、時間相関 0.84、回帰係数 0.89、分散 0.28K で OIv2 に比べて大きく改善されている。ECCO2(図 1d)は、RMSD0.36K、時間相関 0.86、回帰係数 0.67、分散 0.19K で OIv2.1 並の良い値であるが、9 月から 10 月に GMPE との空間分布の差が大きくなる特徴が見られた。

こうした特徴は、数値実験の結果を左右しうる十分大きな値であり、境界値として使用する際には、これらの特徴を踏まえて選択すべきである。

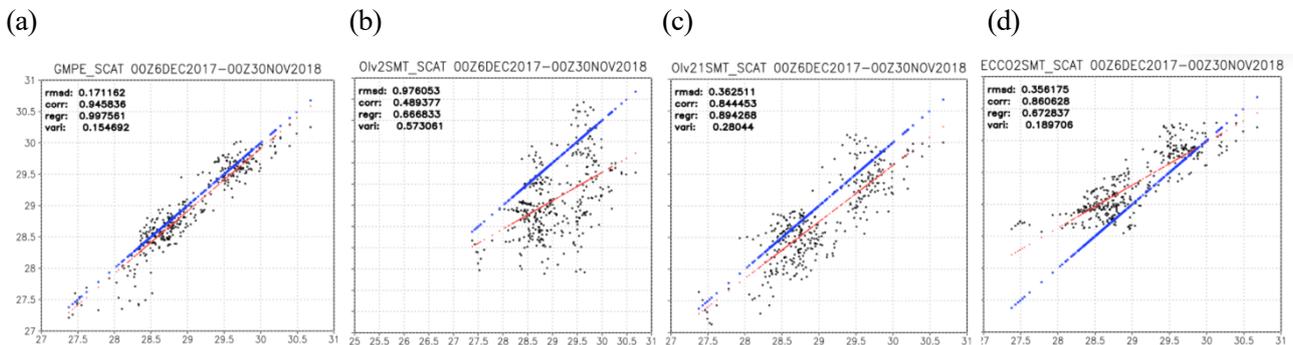


図 1 (a) GMPE SST (b) NOAA OI SST version 2, (c) NOAA OI SST version 2.1, (d) ECCO2 SST の 5S, 100E における 2017.12.6 – 2018.11.30 の期間における対スマトラブイ日平均 1m 深水温との散布図。

# 海面水温偏差に対する季節内から季節スケールの 大気場の応答：2018年夏季台風シーズン感度実験

\*那須野智江 (海洋研究開発機構), 中野満寿男 (海洋研究開発機構),  
村上裕之 (米国地球流体力学研究所), 菊地一佳 (国際太平洋研究センター)

## 1. はじめに

2018年は太平洋における台風の活動が、シーズンを通して活発だった。その原因として、亜熱帯太平洋の海面水温の高温偏差 (図 1a) の影響が指摘されている [1] [2]。一方で、西太平洋の台風活動には、背景場となる夏季アジアモンスーンや、季節内振動 (BSISO) が大きな影響を及ぼすことも知られている [3] [4]。本研究では、全球非静力学モデルを用いた感度実験により、海面水温偏差がどのように季節平均の大気場や BSISO および熱帯擾乱 (台風や初期擾乱) の活動に影響を及ぼすかを理解することを目的とする。

## 2. モデル・実験設定

非静力学正二十面体格子大気モデル NICAM [5] を用いた全球 14 km 格子実験データ (詳細は [1] を参照) を使用する。大気海洋結合モデル (FLOR) を用いて、海面水温を①観測値、②気候値、③亜熱帯太平洋 (④熱帯太平洋) のみ気候値に置換した分布、に緩和させた計算等 (各 12 メンバー) を行い、それぞれを境界条件として NICAM による 2018 年 7 月からの 5 か月計算を行った。現実場との比較には JRA-55 および NOAA OLR を用いた。本稿では 7-9 月の結果を示す。

## 3. 結果

図 1b に 2018 年夏季の OLR および下層風速の偏差場を示す。海面温度偏差に対応して、熱帯・亜熱帯太平洋一帯に負の OLR 偏差が見られ、インド洋から太平洋にかけて下層西風偏差が卓越していることから、アジアモンスーンが活発であったことがわかる。このような条件下で、顕著な BSISO 現象が繰り返し発生し、西太平洋では、BSISO の対流活発期に熱帯擾乱が多数発達した。現実条件実験 (図 2a, 2b) における季節内スケールの降水域は 7 月から 8 月にかけての対流域の発達と北進、その中で短周期渦擾乱の選択的な発達を

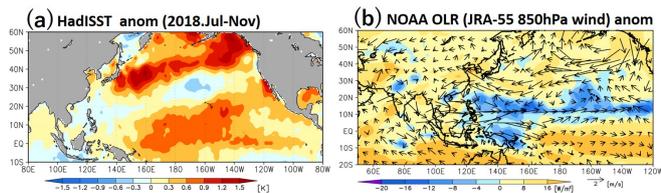


図 1 2018 年 (a) HadISST 海面水温偏差 (7-11 月平均) (b) NOAA OLR および JRA-55 850hPa 風速ベクトル偏差 (7-9 月平均)。

概ね再現している。亜熱帯 (熱帯) 太平洋の海面水温偏差の影響は、それぞれ西太平洋の東部 (西部) において顕著に見られ、海面水温偏差を気候値に置き換えた計算 (図 2c, 2d) では、渦擾乱の発達著しく抑制された。また、これらの計算では季節内スケールの変動が弱く、渦擾乱との関係も不明瞭である。以上の結果は、亜熱帯・熱帯の海面水温偏差が、西太平洋の季節内から季節スケールの対流活動に対し、それぞれ異なった仕方  
で有意な影響を及ぼすことを示唆する。

## 4. 議論・今後の課題

BSISO や熱帯擾乱の海面水温に対する応答は、基本場となる Walker 循環や local Hadley 循環の変化、特に西太平洋西部ではモンスーン循環の変化と整合的である (図略)。今後、インド洋-太平洋間コントラストを含め、海面水温分布との対応をより詳しく調べる。

### 謝辞

NICAM の計算には、京コンピュータを使用し (課題番号 hp180182) ポスト処理には JAMSETC Data Analyzer を用いた。本研究は、科学研究費補助金 (JP20H01386, JP20H05172, JP20H05175) の支援を受けて行った。

### 参考文献

- [1] Qian, Y. et al., 2019, *GRL*, **46**, 12293-12302.
- [2] Takaya, Y., 2019, *SOLA*, **15A**, 55-59.
- [3] Nakano, M. et al., *GRL*, **42**, 565-571.
- [4] Yoshida, R. et al., 2014, *SOLA*, **10**, 15-18.
- [5] Satoh, M. et al., 2014, *PEPS*, **1**, 18.

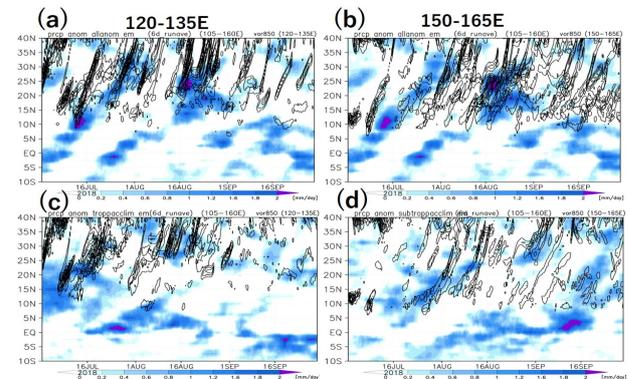


図 2 (a, b) 現実海面水温実験 (c) 熱帯太平洋気候値実験 (d) 亜熱帯太平洋気候値実験における降水 (6 日 - 36 日移動平均, 陰影) および 850hPa 渦度 (等値線) の緯度-時間断面。 (左) 西部西太平洋 (120-135E) 平均 (右) 東部西太平洋 (150-165E) 平均。

## 西部熱帯太平洋域における大気境界層熱水収支過程の季節内変動

横井 覚・勝俣 昌己 (海洋研究開発機構)

## 1. 背景と目的

アジアモンスーン域から西部熱帯太平洋域にかけて北半球夏季に見られる北進季節内変動(BSISV)は、西北西—東南東方向に伸びた対流活発域で特徴づけられ、その影響は台風の発生頻度やPJパターンの励起を通して広範囲に及ぶ。BSISVが対流活動と大規模循環場偏差とが緊密に結合した擾乱であることを考えると、何がBSISVの特性を決めるかを理解するためには、対流活動の特徴とその変動要因を詳細に把握することが重要であるといえる。

対流活動と環境場の関係を理解するための枠組みとして、本研究では大気境界層準平衡(BLQE)近似のもとでの境界層熱水収支に着目する。BSISVの対流活発域到達前後で収支過程がどのように異なるかについて現場観測データを用いて調査することを目的とする。

## 2. 使用データ

研究船「みらい」が2008年6月6-27日に実施した西部熱帯太平洋での定点(12N, 135E)観測で取得した、一般海上気象(10分値)、高層観測(3時間間隔)、気象レーダ反射強度(10分間隔)、シーロメータ(雲底検出用;1分間隔)データを解析した。

なお、観測期間の中頃にBSISVの対流活発位相が観測点付近を通過した(Katsumata et al. 2013MWR)。そこで、期間前半(6-16日;対流活発位相通過前)と後半(17-27日;通過中・通過後)とで収支過程を比較する。

## 3. 乾燥静的エネルギー(DSE)、水蒸気混合比収支

BLQE近似のもとで、境界層内で平均したDSE( $s_b$ )と水蒸気混合比( $r_b$ )の収支に影響を及ぼす過程には、(1)海面熱フラックス、(2)境界層上端からのエントレインメント、(3)対流システムからの冷氣外出流、(4)放射がある。水平移流を無視すると、BLQE近似のもとでDSEと混合比の収支式はそれぞれ次のようになる。

$$H + m_e(s_e - s_b) + m_d(s_d - s_b) + R \approx 0$$

$$E + m_e(r_e - r_b) + m_d(r_d - r_b) \approx 0$$

ここで、 $H$  ( $E$ )は海面顕熱(潜熱)フラックス、 $m$ は境界層上端での下向き質量フラックス、 $s$ はDSE、 $r$ は混合比、 $R$ は放射加熱量、添え字 $b$ 、 $e$ 、 $d$ はそれぞれ境界層平均、エントレインメントにより境界層に流入した空気塊、冷氣外出流により流入した空気塊を表す。なお、この収支式には水の凝結・蒸発の効果が陽に表現されていないが、これは境界層内に雲は無く、雨滴蒸発の効果は $s_d$ と $r_d$ で考慮しているからである。

本研究では、海面熱フラックス、DSE、混合比については適当な仮定を用いて一般海上気象と高層観測データから日平均値を見積もり、連立方程式を解くことで日平均の $m_e$ と $m_d$ を見積もった。この方法は、de Szoeke (2018JAS)の手法を参考にしつつ、よりBLQE近似の枠組みとの整合性を持たせるように改良したものである。

## 4. 結果

冷氣外出流質量フラックス $m_d$ (図a青実線)は期間前半で値が小さく、後半に増加していた。一方でエントレインメント質量フラックス $m_e$ (同赤破線)は期間を通して徐々に減少するトレンドを示した。 $m_d$ は「みらい」周辺の降水エコー面積と高い相関を示し、特にエコーがほとんど見られない日には $m_d$ も0に近い。また、 $m_d$ 、 $m_e$ と大規模鉛直流で見積もられる境界層上端での上向き質量フラックス $m_u$ は、境界層上端での雲底検出頻度と高い相関を示した。これらの結果は、 $m_d$ 、 $m_e$ をある程度適切に見積もることができたことを示唆する。

季節内変動の振る舞いを議論する際、湿潤静的エネルギー(MSE)収支に着目することが多い。そこで、期間前半と後半で4つの収支過程によるMSE流入・流出量をそれぞれ平均し、比較した(図b)。どちらの期間も、海面熱フラックスによるMSE流入が、エントレインメント、冷氣外出流、放射による流出とバランスしている。特徴的なのは、後半は前半に比べ、冷氣外出流以外の過程が全て流入量増大又は流出量減少となっており、その和が冷氣外出流によるMSE流出量の増加(すなわち対流活動の活発化)とバランスしている点である。既往研究では、BSISVの対流活動を活発化させる要因として海面熱フラックスと放射について主に議論されてきたが、それらに加えてエントレインメントの効果も無視できないことを本研究結果は示唆している。

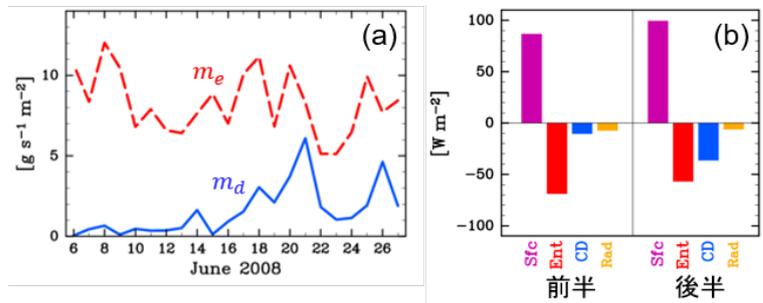


図 (a)日平均の冷氣外出流質量フラックス(青実線)とエントレインメント質量フラックス(赤破線)。(b) 期間前半と後半におけるMSE収支。左から順番に(紫)乱流熱フラックス、(赤)エントレインメント、(青)冷氣外出流、(橙)放射。正(負)値はMSE流入(流出)を表す。

# YMC 集中観測期間中にスマトラ島西岸域で観測された降水 沖合伝播の再現シミュレーション

\*柳瀬友朗(京都大学), 竹見哲也(京都大学)

## 1. はじめに

海大陸域は地球上で最も降水量が多い地域の一つであり、気候システムにおいて重要な役割を果たす[1]. また、沿岸域における降水システムは海陸コントラストのもと特徴的な日変化を示すことが知られており[2], 衛星観測・現地観測・数値モデル実験などによって数多くの研究がなされている. さらに、近年スマトラ島西岸域における集中観測を通じて、夜間の降水沖合伝播メカニズムについて、新たな知見が得られている[3, 4]. そこで本研究では、観測研究で示唆された降水伝播のメカニズム(例えば、浅い重力波伝播や鉛直シアの役割)の理解を深めるために、領域大気モデルを用いた再現シミュレーションを行った. 特に、最新の観測研究[4]と比較するために、YMC-Sumatra 2017 集中観測期間(YMC17)において降水沖合伝播が観測された日・されなかった日の再現性に着目する.

## 2. 実験設定

再現シミュレーションには領域大気モデル SCALE-RM version 5.3.6[5, 6, 7]を使用した. 図1に示すように計算領域はドメイン1-3まで用意し、1方向ネスティングした. 水平格子幅はそれぞれ、9, 3, 1 kmである. 初期値・境界値はNCEP-FNL(1°, 6h)から作成し、計算は2017年12月1日から30日間行った. 物理過程として1 モーメントバルク型雲微物理スキーム, MYNN level 2.5 乱流スキーム, 陸面・海面・都市過程を含む表面スキーム, および広帯域型放射スキームを用いた. なお、ドメイン1のみ積雲パラメタリゼーションを用いた.

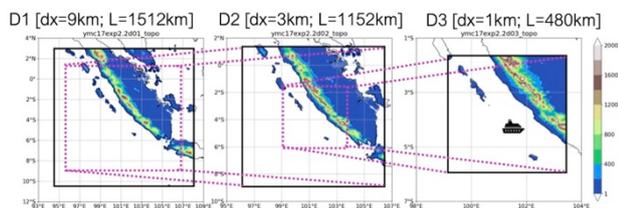


図1 再現シミュレーションに用いた計算領域. ドメイン3の船印はMiraiの観測位置を示す.

## 3. 結果

まず、モデル地表降水の水平分布をGSMaP[8]により

比較すると、モデルは、沿岸域での降水の集中を再現していることが確認できたが、量的には過大評価であった. 特に、ドメイン1はドメイン2, 3と比べて、2倍近く過大に降らせているところがあった. 次に、図2に示すように、Mirai レーダーで観測された夜間の降水沖合伝播については、モデルは日毎の有無の観点でよく再現できたと言える. なお、ドメイン2でも概ね同様の一致が見られた. 高解像度化の利点があるかはこの事例(設定)では不明瞭である.

## 4. 議論

初期結果として、モデルは観測された降水沖合伝播を良く再現しているように見える. 一方、降水過大評価だけでなく、他の変数のバイアスにも注意を要する. 積雲パラメタリゼーションの設定見直し、または全領域雲解像計算などの対応を検討する. 今後、レーダー降水以外の観測データも用いてモデルの妥当性の検証を行った上で、モデルの利点を活かして[3, 4]で指摘された降水沖合伝播メカニズム解明を目指す.

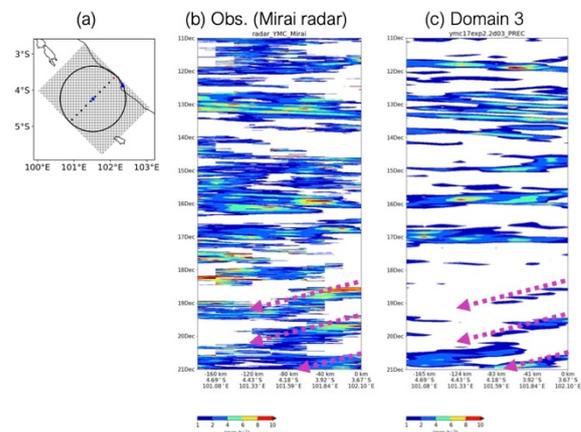


図2 海岸線直交軸(陸向き正)-時間断面における地表降水. 期間は2017年12月11-20日. (a)ハッチをかいた範囲でモデルの降水を評価. 黒円はMirai レーダー観測範囲. 赤点が原点. 各黒点に近いデータごとに平均化する. (b)観測(レーダー). (c)モデル(D3).

参考文献 [1] Yamanaka et al. (2018), [2] Mori et al. (2004), [3] Yokoi et al. (2017), [4] Yokoi et al. (2019), [5] Nishizawa et al. (2015), [6] Sato et al. (2015), [7] Yoshida et al. (2017), [8] Okamoto et al. (2005)

## ERA5 地上気圧データで同定された高周波自由振動モード

\*坂崎貴俊 (京都大学大学院理学研究科), Hamilton K. (IPRC/University of Hawai'i),

### 1. はじめに

地球大気は様々な時空間スケールで変動しているが、全球規模かつ比較的短周期の現象として大気自由振動がある。自由振動は、古典潮汐論（静止大気・鉛直一次元の基本温度場のもとに線形化したプリミティブ方程式系）における同次解として理解され、一旦生成されれば散逸がない限り永久に持続する（現実には散逸と強制のバランスで、できたり消えたりしている）。地球大気の基本温度構造では、等価深度( $h$ ) 10 km に相当するモードが唯一存在することが予測されている。

実際の観測データにおいても自由振動モードが存在することは知られているが、多くは低周波ロスビーモード（4 日波や 5 日波等）に関するもので(Hirota and Hirooka, 1984; Madden, 2019)、高周波のモードについては 33-hr ケルビン波などごく僅かしか同定されていない (e.g., Matsuno, 1980; Hamilton and Garcia, 1986)。

今回我々は ERA5 大気再解析の地上気圧データを解析することで、これまで知られてきたよりも遥かに多くの高周波自由振動モードを発見・同定した。本発表ではその結果について報告する。

### 2. データ・解析手法

最新の気象再解析である ERA5 (Hersbach et al., 2020) の地上気圧データを主に用いた（期間：1979-2016（37 年間）；時間分解能：1 hour；水平解像度：1°）。

熱帯域（20°S-20°N）の各年のデータ（365×24 点）について、緯度平均の赤道対称成分と反対称成分に分離した上で、時空間スペクトル解析を施した。さらに 37 年分の結果を平均することでノイズを低減した。

### 3. 結果と議論

図 1（上）は熱帯赤道反対称成分について、東西波数-時間周波数スペクトルを示す（注：フィルター等は施していない）。まず、横軸に平行な線状のピークは、大気熱潮汐の高調成分に伴うものである。これに加えて、幅広い周波数帯に“多数の”離散的なピークが存在することが明瞭に見て取れる。

図 1（下）は上の結果に、大気自由振動の理論分散曲線 ( $h = 10$  km) を重ねたものである。ピーク的位置は理論（固有振動数）と驚くほどよく一致している。

さらに、各々のモードの緯度、高度構造を調べたところ、理論的に予想されるハフ関数（固有関数）構造、ラム波構造とそれぞれ極めてよく一致することもわかった（一部の低周波モードを除く）。

このように、従来知られていたよりも遥かに多くの自由振動モードを同定することができた。スペクトルピークの特徴（ピーク値・幅など）はグローバル大気の情報（減衰過程など）を内包すると考えられ、大気モデルの新たな診断量にもなりうると思われる。なお、本成果は Sakazaki and Hamilton (2020, *JAS*) として公表した。

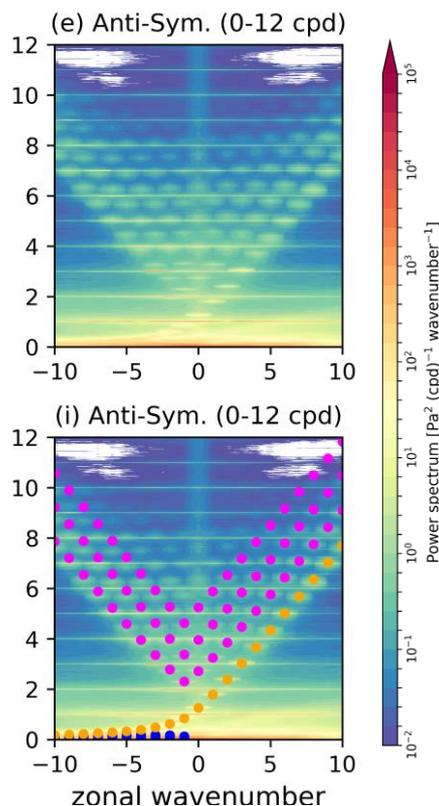


図 1. (上) 地上気圧の熱帯赤道反対称成分 (20°S-20°N) の (横軸) 東西波数- (縦軸) 時間周波数 (CPD) スペクトル (単位:  $\text{Pa}^2 \text{ wavenumber}^{-1} \text{ cpd}^{-1}$ )。 (下) 等価深度 10 km の自由振動の理論分散曲線を重ねたもの (紫: 重力波モード; 橙: ロスビー重力波モード; 青: ロスビーモード)。

### 参考文献

- [1] Hamilton, K., and R. R. Garcia, 1986, *J. Geophys. Res.*, **91**, 11,867-11,875.
- [2] Hirota, I., and T. Hirooka, 1984, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1253-1267.
- [3] Madden, R.A., 2019, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **100**, 503-511.
- [4] Matsuno, T., 1980, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **58**, 281-285.
- [5] Hersbach et al., 2020, *Q.J.R.M.S.*, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- [6] Sakazaki, T. and K. Hamilton, 2020, *J. Atmos. Sci.*, **77**, 2519-2539.

# 大気自由振動に伴う熱帯降水変動

\*坂崎貴俊 (京都大学大学院理学研究科)

## 1. はじめに

大気自由振動 (ノーマルモード) は (強制・散逸がなければ) 半永久的に持続する現象だが、実際の大气では強制と散逸の兼ね合いによって日々変動している。このうち強制力の候補としてこれまで有力視されてきたのが熱帯降水に伴う潜熱加熱である。例えば Miyoshi and Hirooka (1999) は 5 日波 (ロスビーモード) を対象に、潜熱加熱が自由振動の生成に大きく寄与することを、GCM を用いた感度実験により示している。

一方で、自由振動-降水の関係について逆の因果関係の存在も指摘されている。すなわち、自由振動に伴う力学的変動に伴い降水量が変動しているとの見方である。King et al. (2015) は 5 日波に伴う循環偏差が “ローカル” な循環場 (例えばアマゾンの地形性降水) を強化/弱体化させ、降水量の変動を引き起こしているとして主張した。

本研究では ERA5 と降水量データの解析により、自由振動に対する降水レスポンスが (ローカルのみならず) グローバルにみられること、5 日波の他の低周波モードにも同様の影響がみられること、を示す。

## 2. データ・解析手法

ノーマルモードの同定には、最新の大气再解析である ERA5 (Hersbach et al., 2020) の地上気圧データを主に用いた (時間分解能: 1 hour ; 水平解像度: 1°)。

降水量データとして (1) GSMaP v6 (Kubota et al., 2020)、(2) TRMM 3B42 (Huffman et al., 2007) を用いたが両者でほとんど結果は変わらないため、GSMaP のみを示す (解析期間は 2001-2016 年)。また併せて ERA5 の

降水量データも解析した。

フィルター処理をした ERA5 の地上気圧データを用いて各ノーマルモードのインデックス (0°E における正規化した時系列) を作成し、降水量データとのラグ回帰係数を計算した。降水量データについては、水平波数のフィルター処理したデータ (5 日波の場合は波数 1) を回帰させたものも計算した。

## 3. 結果と議論

図 1 は、5 日波 (西進波数 1 のロスビーモード) についてのラグ回帰解析の結果を示す (左: GSMaP、右: ERA5)。これまで指摘されていた局所的な応答 (特にアマゾン) に加えて、東西波数 1 で 5 日波に同期して西進する応答が見られる。また ERA5 で再現されている降水応答は観測 (GSMaP) と非常に整合的である。これらの結果は、自由振動に伴う大規模な力学強制によって、降水が変調を受けていることを示唆する。

また、この他にも比較的低周波のモード (波数 4 のロスビーモード、波数 4~5 のロスビー重力波モード) で同様の降水応答 (ただし位相は異なる) がみられることも分かった。

### 参考文献

- [1] Miyoshi, Y. and T. Hirooka, 1999, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1698-1707.
- [2] King, M., et al., 2015, *J. Atmos. Sci.*, **72**, 3309-3321.
- [3] Hersbach et al., 2020, *Q.J.R.M.S.*, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- [4] Kobota, T., et al., 2020, [https://doi.org/10.1007/978-3-030-24568-9\\_20](https://doi.org/10.1007/978-3-030-24568-9_20)
- [5] Huffman, G.J., et al., 2007, *J. Hydrometeorol.*, **8**(1), 38-55.

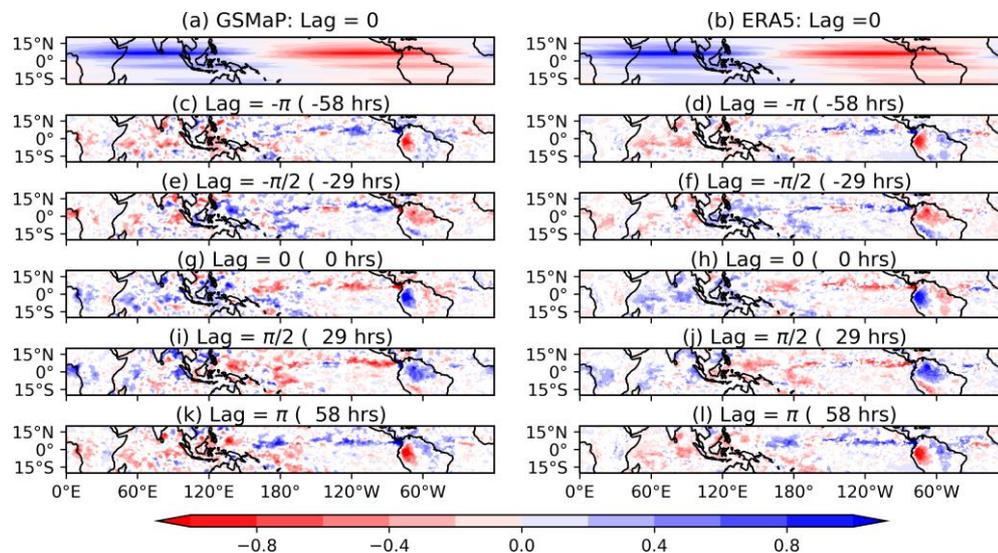


図 1. 正規化した地上気圧 5 日波インデックス (0°E における偏差時系列) に対する降水量のラグ回帰係数 (単位: mm/day)。(左) GSMaP、(右) ERA5。(a)-(b) は東西波数フィルター処理をしたデータを用いた結果 (ラグ 0 のみ)、(c)-(l) は処理していないデータを用いた結果 (ラグ:  $-\pi \sim +\pi$ )。

# 熱帯沿岸起源重力波の成層圏準二年周期振動への寄与

\*山中 大学 (総合地球環境学研究所) ・ 荻野 慎也 (海洋研究開発機構)

## 1. はじめに

赤道近傍の地上では沿岸日周期 (CDC) が最も卓越し、特に海岸最長のインドネシア海大陸 (IMC) では顕著である[1]. CDC 海陸風循環は上下伝播内部重力波の重畳であるが、その水平位相速度は海陸両方向かつ東西両岸で逆向きである. 地表付近での多方向の比較的等振幅な波の生成は成層圏準二年周期振動 (QBO) 生成に期待されており、また CDC が高分解能な観測・モデルでのみ描出できることも QBO と共通している.

## 2. CDC 起源重力波の観測的様相

IMC における CDC 雲 (上昇) 域は夕刻に山岳部を発し未明に海上に達するものと、未明に海上を発し夕刻に山岳部に達するものがあり、水平位相速度の大きさは陸上や海上上で 100 km/半日  $\approx$  10 km/h  $\approx$  3 m/s 程度で、沖では速くなり、また個々の雲移動や雲底収束風は 20 m/s 程度になる. CDC 雲域は一晩かけ大島嶼間を伝播したり、途上の小島嶼 (陸的・海的両方に振舞い、水平伝播方向の決まった波を作らない) で励振されたりする. さらに CDC の雲域は、季節内変動の重畳により 1~3 ヶ月かけて 8 時間 ( $\approx$  毎日 16 分  $\approx$  1 周期/90 日) 程度極大時刻を遅らせたりすることもある.

## 3. CDC 起源重力波の線形理論

CDC 海陸風循環は、Coriolis 因子の大きさが  $2\pi/1$  日以下となる南北緯  $30^\circ$  以内では、下端で鉛直流  $=0$  を満たすような 3 次元伝播慣性内部重力波の重畳である. 渦粘性 (拡散) 効果まで考慮した分散関係は鉛直波数

の自乗  $m^2$  の 3 次式で、地表付近では粘性 ( $m^6$ ) 項が浮力 ( $m^0$ ) 項と釣り合う定常水平対流セルとなり、その強さや規模 (水平波数の逆数  $k^{-1}$   $\sim$  数百 km) は海陸間温度勾配  $k\Delta T$  で決まる. このセルより上では加速度 ( $m^2$  項) が浮力と釣り合い上下伝播重力波の重畳になる[2].  $k\Delta T$  は 昼夜で逆転し (周波数  $\omega = 2\pi/1$  日), それぞれ陸海双方向の水平位相速度  $c = \omega/k \sim$  数 m/s となる.

## 4. Plumb モデルによる QBO 生成の簡単な確認

CDC 双方向重力波生成は、Plumb の初期 QBO 生成理論研究[3]の想定に近い (図 1). CDC の東西非一様は、地球自転が充分速いため実質的に均される. QBO の緯度範囲を決めるのは、重力波上方伝播可能域より狭く、日射日周期が年周期より卓越する両回帰線内の、IMC 南北幅と重なる南北緯  $10^\circ$  である. QBO 東西風振幅を決める  $c$  としては、CDC のうち洋上や個々の雲による波が重要である. QBO の周期を決める重力波振幅つまり海陸温度差  $k\Delta T$  は ENSO 等で増減するが、現実以上に増すと二重周期が現れ、減じると構造が崩れる.

## 5. おわりに

CDC 重力波は、QBO 生成に基本的な役割を果たし得る. 子午面循環や物質輸送の新たな描像にも言及する.

## 参考文献

- [1] Yamanaka et al., 2018: *Prog. Earth Planet. Sci.*, **5**, 21.
- [2] Rotunno, 2018: *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1999.
- [3] Plumb, 1977: *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1847.

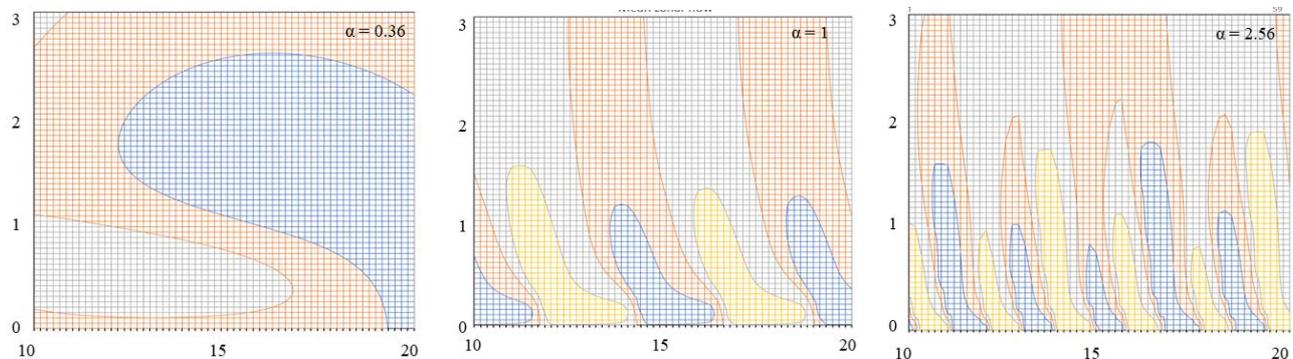


図1 Plumb (1977)モデル (横軸・縦軸は適当に無次元化した時間・高度) を用いた CDC 双方向重力波が QBO を生成する場合 (中) に対し、CDC の地表温度差振幅が 40% 減 (運動量束 0.36 倍) の場合 (左), および 60% 増 (2.56 倍) の場合 (右) を示す. (図中  $\alpha$  は運動量束の比率で、Plumb 原論文の Newton 冷却率とは異なることに注意)

# 2019年9月南半球成層圏突然昇温の台風、ハリケーンの発達に及ぼす影響

\* 小寺邦彦 (気象研・気候), 江口菜穂 (九大・応力研), 那須野智江 (JAMSTEC)  
野口峻佑 (JAMSTEC), 吉田康平 (気象研・全球)

## 1. はじめに

北半球成層圏突然昇温 (SSW) が南半球のサイクロンの発達に対する影響について、大循環モデルによる大量の長期積分の結果から有意である事が示された (吉田他, 2019). また、2019年9月の南半球SSWがアジアモンスーンに及ぼす影響についても多数のアンサンブル実験を用いて有意であることが示された (野口他, 2020). ここでは、この2019年の南半球のSSWが北半球の台風、ハリケーンに及ぼす影響に関する解析を行う。気象要素の解析には気象庁再解析データJRA55を用いた。

## 2. 結果

2019年8月末から南半球の惑星波の活動が活発化し、ブリューワー・ドブソン循環の強化により熱帯成層圏の気温が低下した (図1)。その結果、対流圏界面に達する非常に深い対流が活発化した。図2にMODIS TERRA 衛星の夜間観測による雲頂気圧を8月31日と9

月3日について示す。海上に見える発達したメソスケールの対流システムは熱帯低気圧で、9月1日から9月3日にかけて、西太平洋で14, 15, 16Wが、東太平洋で11E, 大西洋で7, 8Lの熱帯低気圧が相次いで発達した (図3)。また、8月末に大西洋で発生していた5Lも同期間に増強を示している。この他、インド、アフリカ大陸を含む熱帯全体で深い対流が活発化するので、亜熱帯高気圧の配置にも変化が現れ、その影響が台風の進路にも現れる可能性がある。

## 3 結論

南半球惑星波によるBD循環の強化は、対流圏界面付近の気温低下を通して北半球SSWと同じく深い対流活動の活発化、熱帯低気圧の発達に影響すると考え得る。

## 参考文献

Noguchi et al., 2020, *GRL*. in press.  
Yoshida et al., 2019, ECMWF workshop.

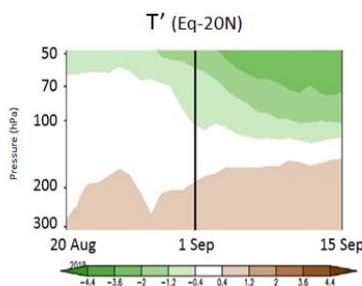


図1 赤道-20N平均気温偏差の8月20日~9月15日間の高度-時間断面図。縦線は9月1日を示す。

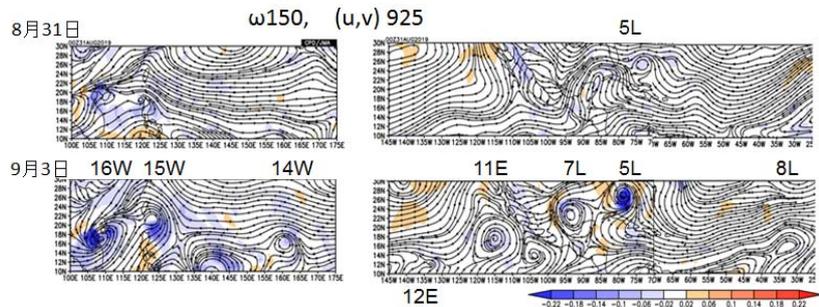


図3 925hPa水平風 (流線)、および150hPa気圧座標系鉛直流 (彩色)。(左)西太平洋域、(右)東太平洋、大西洋。(上)8月31日、(下)9月3日

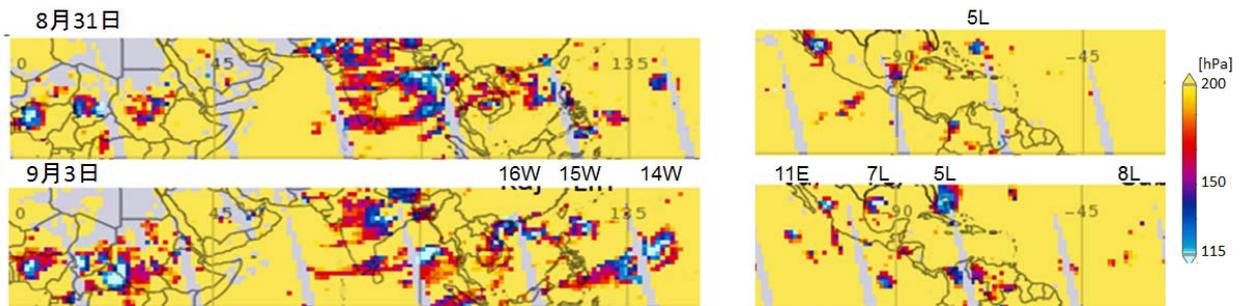


図2 MODIS/TERRAによる夜間雲頂気圧。左はアジアアフリカ、右はアメリカ域。水色の部分が対流圏界面に達している

# 熱帯対流圏界層における乱流による混合の観測

\*橋野桃子・橋口浩之 (京大生存研), Richard Wilson (LATMOS/IPSL),  
荻野慎也・鈴木順子 (JAMSTEC)

## 1. はじめに

熱帯対流圏界層 (Tropical Tropopause Layer; 以下 TTL) は熱帯域に特有の対流圏と成層圏の遷移的領域である。近年 TTL における物理化学プロセスの解明の重要性が注目されており、2021 年には国際的な TTL 観測プロジェクト「STRATEOLE-2」が実施予定である。

TTL における大気波の挙動は成層圏と対流圏間の物質交換に影響すると考えられている。TTL 内で卓越することが知られる赤道ケルビン波の破碎に伴い物質が成層圏から対流圏へ輸送されると言われており、碎波による乱流との関係が示唆されている(e.g., [1])が、まだこの関係を直接示した研究はなく、ケルビン波が物質交換にどのように影響するかの詳細はまだ明らかになっていないと言える。そこで本研究では TTL 領域付近における乱流と物質輸送について、2019 年末から実施された STRATEOLE-2 プレ観測とそれに同期して実施した観測キャンペーンのデータ等を用いて解析した。

## 2. 使用データ

観測キャンペーンは2019年11月21日～12月6日に実施し、インドネシア西スマトラ州の赤道大気観測所においてオゾン・GPS ゾンデ観測を行った。同観測所内の赤道大気レーダー(EAR)による観測データも合わせて解析した。また2019年11月12日～2020年2月28日の間、スーパープレッシャー気球を用いて行われた STRATEOLE-2 プレ観測データの一部を用いた。さらに ERA5 再解析データを用いた解析を行った。

## 3. 結果

観測キャンペーン期間中のゾンデプロファイルから東西風場と温度場に赤道ケルビン波と考えられる構造がみられた。波の振幅が増大すると東西風シアも増し、時間とともに位相が下方に進むのに伴ってシア一域も下方に移動していく(図1; 赤)。同期間の EAR 観測から得た乱流強度(図省略)の増大領域とこのシア一域は一致しており、シア不安定が起きて乱流が生成していると考えられる。このときオゾンの鉛直分布(図1; 緑)は鋭いピークを持つ構造(11/29, 12/1)から鉛直になだらかに広がった構造(12/2, 12/4)に変化しており乱流がオゾンの鉛直混合を引き起こしたと考えられる。

図2は約2週間の EAR データから算出した乱流強度に、同期間を EAR との水平距離が近い位置を飛行していたスーパープレッシャー気球の高度軌跡を重ねている。気球は乱流層に巻き込まれて下方に輸送されたと考えられ、大気中のオゾンを始めとする微量物質も同様に乱流によって鉛直に拡散されることが示唆される。

乱流層は赤道ケルビン波が東風から西風へ遷移するときに生成されることが今回の観測からも過去の研究[2]からも示唆されている。ERA5 再解析データを用いて東風から西風の急速な遷移の起こる期間を抽出すると、少なくとも EAR の位置する経度においては EAR で観測される乱流強度が増大する期間と一致していた。

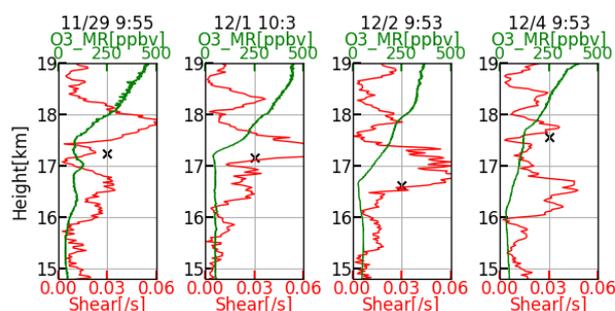


図1 ゾンデ観測による鉛直シア(赤)とオゾン混合比(緑)の高度プロファイル。

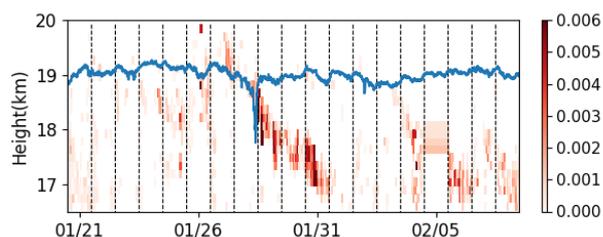


図2 EAR で観測された乱流強度(コンタ)とスーパープレッシャー気球の軌跡(青線)。

## 4. まとめ

赤道ケルビン波に起因する乱流が物質を輸送する様子を直接観測から明らかにすることができた。今後はこの輸送による影響を定量的に評価していきたい。

## 参考文献

- [1] Fujiwara, M., et al., 2003, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1171.  
[2] Nishi, N. et al., 2007, *SOLA*, **3**, 013-016..

## 「みらい」レーダーで観測されたスマトラ島沖における 降水系の変動に対する MJO と赤道波の寄与

\* 耿 驃 ・ 勝俣 昌己 (海洋研究開発機構)

### 1. はじめに

マッデン・ジュリアン振動 (MJO) の対流活発域は様々な赤道波を伴うことがよく知られている。一方、MJO と赤道波が、MJO の対流活発域における降水活動に対してそれぞれどのような影響を与えるのかについては観測事例が少なく、未解明な点が多く残されている。2015 年にスマトラ島沖の沿岸部において海洋地球研究船「みらい」による定点観測が行われた。定点観測期間中に、MJO の対流活発域と共に、ケルビン波 (KW)、混合ロスビー重力波 (MRGW)、赤道ロスビー波 (ERW) が「みらい」の上空を通過した。本研究では、「みらい」レーダーで観測された降水系の変動に対する MJO と各赤道波の寄与について調査した。

### 2. 解析方法

GMS TBB データに適切な帯域フィルタを適用し、MJO と各赤道波に伴う対流活動の変動を抽出する。また、観測領域内に平均し、各帯域フィルタを施した TBB の時系列をそれぞれに MJO-index, KW-index, MRGW-index, ERW-index とした。そして、レーダー観測データについて、それぞれの index に対する回帰を求める。

### 3. 解析結果

2015 年 12 月 2 日頃から MJO の対流活発域が観測サイトを通過し、そして、12 月 13 日頃に観測サイトでは MJO に伴う大規模な対流活動がピークに達した。図 1 には高度 2km で観測された対流性と層状性降水エコー面積の時系列を示す。これまでの研究と同様に、観測されたエコー面積には日周期変動が顕著に見られる。一方、日周期変動以外に、降水エコーが数日の時間スケールで大きく変動していることも見られる。

対流性エコー面積の回帰結果を図 1a に示す。決定係数 ( $r^2$ ) が 0.005 以上であれば統計的有意性が 90% 以上になる。MRGW-index に回帰した決定係数は 0.095 であり、他の決定係数に比べるとより大きな値となっている。KW-index に回帰した決定係数 (0.005) も統計的に有意ではあるが、数値が小さい。これらの結果により、MJO と他の赤道波に比べ MRGW が対流性降水の変動により大きな影響を与えていると考えられる。興味深い点は、MJO-index に回帰した決定係数は 0 である。これは MJO が対流性降水の変動に与える影響は殆どないことを示唆する。また、図 1a から見られるように、MRGW は MJO 対流活発域内の対流性降水が数日の

時間スケールで大きく変動していることに寄与している。

層状性エコー面積の回帰結果を図 1b に示す。層状性エコーはすべての index に対して統計的に有意な回帰結果を持ち、それぞれの擾乱が層状性降水の変動に一定の影響を与えていることが示された。KW-index と MRGW-index の決定係数はそれぞれ 0.088 と 0.061 で、ERW-index と MJO-index の決定係数 (共に 0.020) より大きな値となっている。即ち、KW と MRGW は、MJO と ERW と比較して層状性降水の変動に大きく寄与している。

### 4. まとめ

MJO の対流活発域がスマトラ島沖を通過する際、MRGW は対流性降水の変動に、そして、KW と MRGW は層状性降水の変動に大きな影響を与えている。MJO 自身に比べ赤道波は MJO の対流活発域における降水の変動により寄与していることが明らかになった。

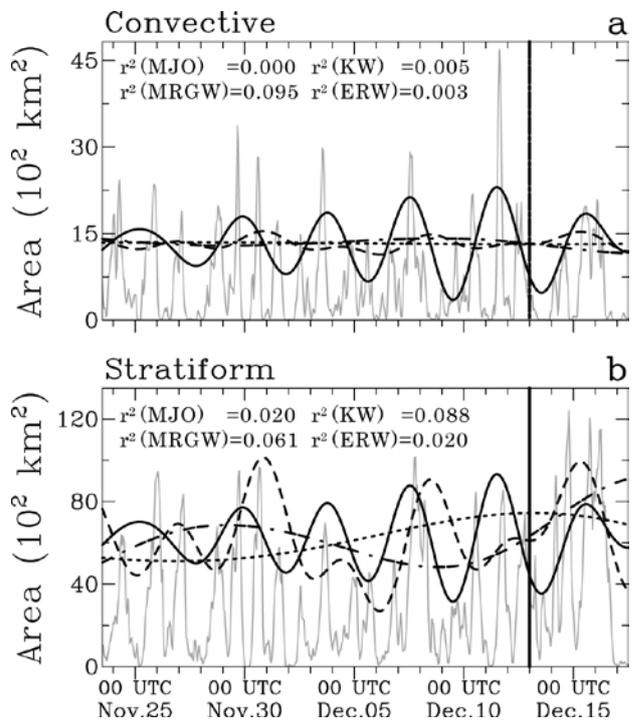


図 1 高度 2km で観測されたエコー面積 (灰色実線)、MJO-index (黒点線)、KW-index (黒破線)、MRGW-index (黒実線)、ERW-index (黒点破線) に回帰したエコー面積の時系列。(a) と (b) はそれぞれ対流性と層状性エコー面積を示す。 $r^2$  は決定係数を示す。観測されたエコー面積は 2 倍の倍率でスケールアップされている。太い鉛直実線は MJO に伴う大規模な対流活動がピークに達した日 (MJO 帯域フィルタを施した TBB が最小値になった日) を示す。

# 海面水温偏差が中緯度偏西風ジェットとの相互作用を通じて 台風 Hagibis(2019) の移動速度に及ぼした影響

伊藤耕介\*・市川花 (琉球大)

## 1. はじめに

日本各地に大きな被害をもたらした台風 Hagibis(2019) の環境場の特徴のひとつとして、日本に上陸する前の北西太平洋の経路上の海面水温が平年よりも 0.5-1.5°C 高かったことが挙げられる。海面水温が高いことにより、台風が強くなることや降水量が増加することはすでによく知られているが、近年、Katsube and Inatsu (2016) は熱源応答として北向きの指向流が生じうることを、Sun et al. (2017) は台風の勢力が強まって太平洋高気圧が後退することにより、台風の北進が促される事例があることを紹介した。本発表では、高解像度シミュレーションにより、台風 Hagibis の経路上の正の海面水温偏差が北東進を促していたこと、及び、中緯度偏西風ジェットとの相互作用を通じた新たなメカニズムでこの北東進を説明しうることについて紹介する。

## 2. 実験設定

本研究では、気象庁非静力学大気モデル NHM を使用した。水平格子点間隔は 5 km とし、雲物理パラメタリゼーションとして修正 Kain-Fritsch スキームを採用している。計算は 2019 年 10 月 7 日 12UTC からの 144 時間とし、初期値・境界値は気象庁全球モデル GSM の解析値・予報値を緯度経度方向に 0.5° 間隔に内挿したもの (京都大学生存圏研究所のデータベースから取得; 0.5°×0.5° 格子) を利用した。

海面水温偏差は MGDSSST の 1989-2018 年の平均値 (以後、平年値) からの偏差とし、標準実験 (以後、warm 実験) と台風 Hagibis が日本に上陸する前の経路周辺における海面水温を平年値に戻した実験 (以後、cold 実験) を実施した。具体的には、cold 実験において、

$$d = \sqrt{\left(\frac{x - 165^\circ\text{E}}{40^\circ}\right)^2 + \left(\frac{y - 5^\circ\text{N}}{30^\circ}\right)^2} \quad (1)$$

の  $d < 1.0$  を領域において値を平年値とし、 $1.0 \leq d < 1.2$  の領域を緩衝領域とした。また、信頼性を高めるため、2.5° 間隔の気象庁全球アンサンブル摂動を用いた 10 メンバーのアンサンブル計算を行った。

## 3. 計算結果

実験の結果、日本の南海上にあった最初の 72 時間では移動速度にほとんど差が無かったのに対し、10 日以降、warm 実験において統計的に有意に速く北東進していることが分かった。13 日 00UTC には warm 実験と cold 実験における台風の中心位置は 400 km もずれていた。

warm 実験においては、台風の強度は強くなり、強風半径で定義した大きさも大きくなっていったが、渦度偏差のダイポールパターン (東に負の渦度偏差、西に正の渦度偏差) は認められず、 $\beta$  ジャイア効果の強化は速い北東進の主要因とは考えにくい。次に Z500 を調べたところ、10 日 12UTC 以降、warm 実験では北側に偏った負偏差が生じており、台風の速い北進に対応していた。さらに、この負偏差をもたらす要因を調べたところ、warm 実験では、対流圏上層におけるアウトフローが北象限で顕著に強められており、質量場を変えているためであることが示唆された。

warm 実験においてアウトフローが特に北象限で強められたのは、西風ジェットへの接近に伴って、鉛直シアの downshear から downshear-left に位置する強い対流活動が生じ、西風ジェットが低い慣性安定性に寄与したためだと推測される。すなわち、高い SST によって強められた台風のアウトフローが、偏西風ジェットに接近した際、特に北側で低圧部を形成しやすくなり、はじめに北進速度が上昇し、やがて、ジェットに乗って東進速度の偏差が現れたものと考えられる。

### 参考文献

Katsube and Inatsu, 2016: *J. Clim.*, **29**, 1955–1975.  
Sun et al., 2017: *JGR. Atmos.*, **122**, 8617–8630.

### 謝辞

本研究は、科学研究費基盤研究 (B) 18H01283 「台風進路に関わる『藤原効果』の再考」の支援を受けています。

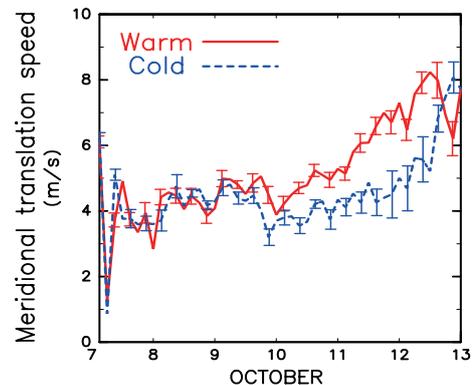


図 1 台風 Hagibis の南北移動速度。実線が warm 実験、破線が cold 実験の結果を表している。エラーバーは、アンサンブルランから見積もられた標準誤差を表す。

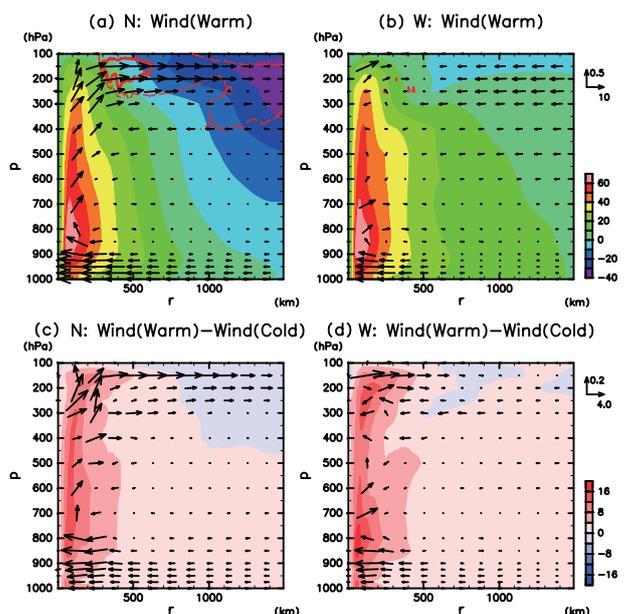


図 2 (a) 北象限と (b) 西象限における warm 実験の風速場。(c)(d) は (a)(b) と warm 実験の cold 実験に対する偏差。慣性不安定の条件が満たされる領域を実線コンターで示している。

# 台風一過の統計的性質

上野颯希、宮本佳明（慶應義塾大学）

## 1. 背景

台風が過ぎ去った後の晴れ渡った空を指して「台風一過の晴れ晴れとした空」と表現することがある。台風一過とは台風が過ぎ去ること。特に台風が過ぎ去って晴天になること及びその状態を指す言葉であり、また比喩的に、騒動が収まって落ち着いた状態になることにも用いられる。

確かに感覚的にも台風の直後は晴れることが多く、湿度も下がり過ごしやすい気候になりやすいと言われているが、統計的に見て台風一過は実際に起こっている現象であるのだろうか？また仮に台風一過が生じる場合、そこに法則性はあるのだろうか？

そこで本研究では、日本に上陸した台風における台風一過発生率の統計的性質、またその発生法の法則性の有無を調べる。

## 2. 方法

本研究では、台風一過のことを「台風が上陸した後、上陸地点またはその付近において一定時間内に雲量が2以下になった場合」と定義する。

まず、解析対象を2016年度から2019年度に日本に上陸または再上陸した台風30例とし、それぞれの台風の上陸情報（上陸地点、上陸時間）を気象庁の台風位置表から取得する。また、再上陸した台風についても初上陸時と同様に扱い、台風一過発生の有無について解析した。

次に、台風が上陸した地点から最も近い観測所の雲量データを取得し、上陸してから雲量が2以下になるまでにどれほどの時間を有したかを台風ごとに抽出した。そして、台風一過発生に法則性を検証するため、台風ごとに中心気圧、最大風速のデータを取得し、解析した。

## 3. 結果

分析した台風30例のうち、12時間以内に台風一過が起こったものは17例で全体の57%。また24時間以内だと25例がこれに該当し、全体の83%に上った。つまり、半数以上の台風において

12時間以内の台風一過が観測されており、24時間以内まで幅を伸ばすと8割以上の台風が台風一過を起こしていることがわかる。

図1に台風が上陸してから晴天になるまでに有した時間（h）の頻度分布を示す。図から、全30例のうち約半数の14例が10時間以内に台風一過を起こしていることが分かる。

次に、台風一過が発生する法則性を検証するため、上陸台風全30例の上陸時の中心気圧を取得し、相関関係を求めた（図2）。しかし明瞭な関係性は見られず、台風一過が発生する条件は別にあることが考えられる。今後はサンプルをさらに増やすと共に、台風一過のメカニズムにも注目して解析を行っていく。

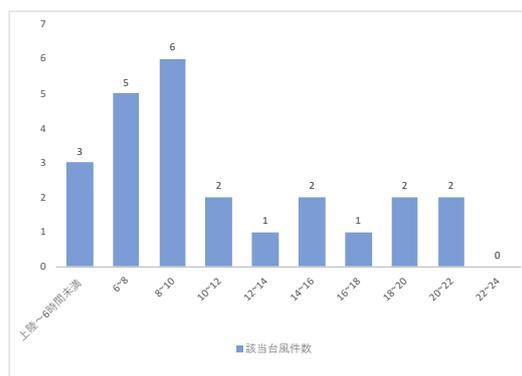


図1 台風一過発生までの所要時間（横軸）と該当する台風件数（縦軸）のグラフ

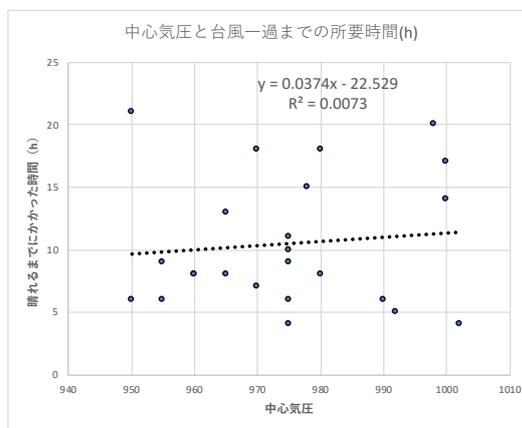


図2 中心気圧（横軸）と台風一過までの所要時間（縦軸）の散布図

# 温低化するハリケーン Sandy(2012)の下層フロントの降水強化に対するメキシコ湾流の熱力学的影響

\*藤原圭太, 川村隆一, 川野哲也 (九大院・理)

## 1. はじめに

2012年10月下旬、温帯低気圧化（温低化；ET）するハリケーンSandyによる極端降水と高潮の影響で、北米東海岸の都市では大規模な内水氾濫等が発生した[1]。[2]は、SandyのET時の降水強化には、メキシコ湾流の高海面水温（SST）の影響が無視できないことを指摘した。本発表では、[2]で示されたメキシコ湾流における活発な海面蒸発とSandyの降水強化の関係について、改めて詳細に調査した結果を報告する。

## 2. 実験設定

本研究では、領域雲解像気象モデル（CReSS）を用いた。[2]と同じモデル設定の下、現実のSST分布を与えるCTL runに加えて、Sandy経路周辺のSST（1981-2019年で最も高い）を気候値に置き換えるCLM runを実施した。なお、SST改変領域は、高SSTの領域をより網羅できるように、[2]から少し変更している。

## 3. 結果

衛星降水観測によると、Sandyの強い降水分布は、10月27日から29日かけて、進行方向の左側に偏っていた（温低化の特徴の一つ）。CReSSは、この特徴を精度よく再現していたため、本研究では27日から29日をSandyのET phaseと便宜上定義する。

### 3.1 北米東海岸の降水量比較

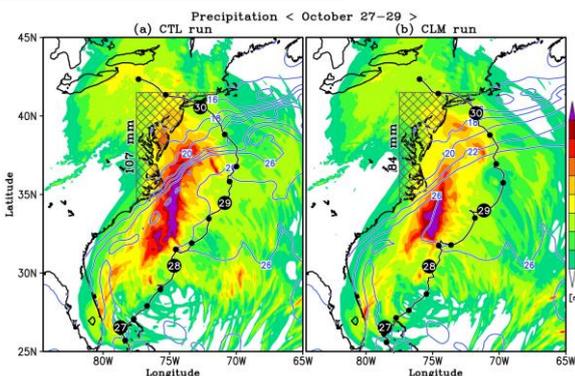


図1. (a) CTL runと(b) CLM runにおいて10月27日から29日までの3日積算の降水量の空間分布図。シミュレートされたSandyの経路を黒線、与えたSST分布を青等値線で併せて描いている。なお、沿岸部は図中の灰色のハッチを掛けている領域と定義している。

図1は、SandyのET phaseの3日間で積算した降水量分布を表す。両実験における降水量の差は、北緯35度以北で特に顕著である。沿岸部の降水量に注目すると、CTL runの領域平均値（107 mm）は、CLM run（84 mm）と較べて約27%も増加していた。なお、

両実験におけるSandyの経路の差は小さい。

### 3.2 前線構造の比較

3.1節の降水量の変化の原因は、Sandyの前線構造の違いに見出せる。図2は、ET時のSandy西縁域に現れた下層フロント周辺の東西鉛直断面図である。CTL runでは、メキシコ湾流の高SSTに伴う活発な海面蒸発の影響で、下層フロント東側の大気境界層内は、非常に湿潤な状態であった。それに対応して、発達した対流不安定な層が確認できる。この対流不安定な層は前線面に沿って滑昇し、その不安定を解消することで降水強化に寄与する。また、Frontogenesisの解析を実施したところ、下層フロントの前線強化には、非断熱加熱による寄与が支配的であることが示された（図略）。CLM runでは、湿潤な境界層・強い対流不安定・下層フロントの強化のいずれの要素も、CTL runと較べると不明瞭となっていた。

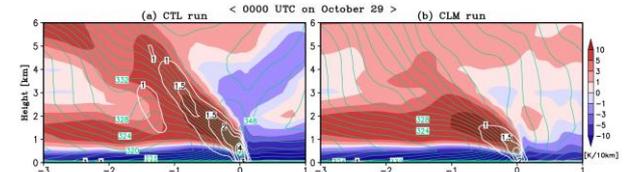


図2. (a) CTL runと(b) CLM runにおける29日0000 UTCの下層フロント周辺の相当温位 ( $\theta_e$ : 緑等値線)、 $\theta_e$ の鉛直勾配 ( $\partial\theta_e/\partial z$ : 陰影)、温位の水平勾配 ( $|\nabla\theta|$ : 白等値線)の東西鉛直断面図。X=0が下層フロントの軸（高度500 mの $|\nabla\theta|$ の極大の位置）を表す。

## 4. まとめ & 今後の課題

ハリケーンSandyによる北米東海岸の極端降水におけるメキシコ湾流の詳細な熱力学的影響を調査した。シミュレーションの結果は、SandyのET時に生じた下層フロントでの降水強化には、湿潤な境界層の存在と対流不安定の層の発達が重要であることを明らかにした。

また、両実験のSandyの降水に関する重要な違いは、下層フロント西側への降水域の拡大にも現れていた（図略）。具体的には、CLM runと較べて、CTL runの方がSandy西象限に、より広範囲な降水域を有していた。図2には、温位水平勾配の広がりにも顕著な差が確認でき、両実験間の“降水域の広がり”の違いとの関連性が示唆される。対流圏中層まで達する温位水平勾配の形成とメキシコ湾流の高SSTの関係については、現在調査中である。

### 参考文献

- [1] Blake et al. (2013). Tropical Cyclone Report, AL182012.  
[2] 藤原ほか (2020). 気象学会2020年度春季大会予稿集, P332.

# 2018 年台風第 24 号の眼の領域における深い対流雲の出現

\*平野創一朗・伊藤耕介・山田広幸（琉球大理）

## 1. はじめに

2018 年 9 月 25 から 28 日にかけて、台風第 24 号に対する航空機による直接観測が行われた。9 月 25 日には、強い台風の停滞に伴って海面水温が台風の直下で低下し、同日には壁雲の置き換わりも見られた。一般に、強い台風の眼の領域には下層雲しか見られないが、9 月 26 から 27 日にかけて、航空機から撮影された写真やひまわり 8 号の可視画像から、対流圏中層に存在する雲が認められた（図 1）。本研究では、大気海洋相互作用がこの雲の形成に寄与した可能性について述べる。その際、航空機から投下されたドロップゾンデ、及び、大気海洋結合・大気単体モデルのデータを用いる。

## 2. データ及び実験設定

ドロップゾンデで取得した水平風・温度・湿度などのデータを用いた。ドロップゾンデの位置とベストトラックデータから、台風中心からの距離—偽高度断面に射影した（図 2）。

結合モデルとして、大気側は JMA-NHM、海洋側は MRI.COM を用いた。出力されたデータの水平方向のデータ間隔は  $0.03^\circ$ 、時間間隔は 1 時間、初期時刻は 2018 年 9 月 22 日 00UTC である。以下では、主に大気海洋結合モデルと大気単体モデルの結果を比較する。

## 3. 結果

図 2 に、航空機観測から得られた接線風の距離—偽高度断面を示す。接線風が最大となる半径は、9 月 25 日の 40 km 付近から 26 日の 90 km 付近に拡大し、最大風速は減少している。このような最大風速半径の増加・最大風速の減少は大気海洋結合モデルで再現された。最大風速半径の増加は、海面水温の低下に伴い、海面熱フラックスが極大となる位置が外側へ移動したことと整合的だった。一方、大気モデルでは上記のような著しい最大風速半径の増加・最大風速の減少は見られなかった。

図 3 に、モデルで再現された、500 hPa における方位角平均した雲水・雲氷量の距離—時間断面を示す。大気海洋結合モデルでは、9 月 25 日 18UTC から 26 日 18UTC にかけて雲水・雲氷量が増えている（図 3a）。この時、眼の領域で上昇流が卓越していることがわかった。このような雲水・雲氷量の増加は大気モデルでは見られなかった（図 3b）。

最後に、眼の領域で雲が出現した際の、眼の領域における鉛直流を調べるために、加熱に対する 2 次循環を Sawyer-Eliassen 方程式を用いて見積もった。大気単体のモデルに比べて、大気海洋結合モデルの

壁雲付近における加熱を与えた場合には、眼の領域での下降流強制が弱く、対流が立ちやすい条件となっていることがわかった。

以上の結果は、台風の停滞に伴う海面水温低下によって、壁雲付近の加熱が減少し、壁雲が外側へ移動したことで、眼の領域で下降流が弱まり、雲が発生しやすくなることを示唆する。

**謝辞：**本研究は琉球大学研究プロジェクト推進経費（18SP01302）及び科研費補助金（16H06311）の助成を受けました。



図 1: 9 月 26 日に航空機から撮影された眼の領域における雲（山田広幸氏撮影）。

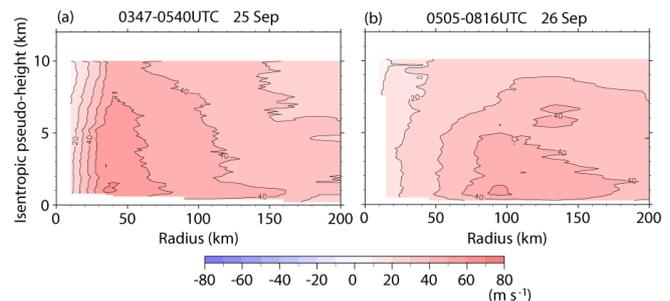


図 2: (a) 9 月 25 日、及び (b) 9 月 26 日における、航空機観測から得られた接線風の距離—偽高度断面。

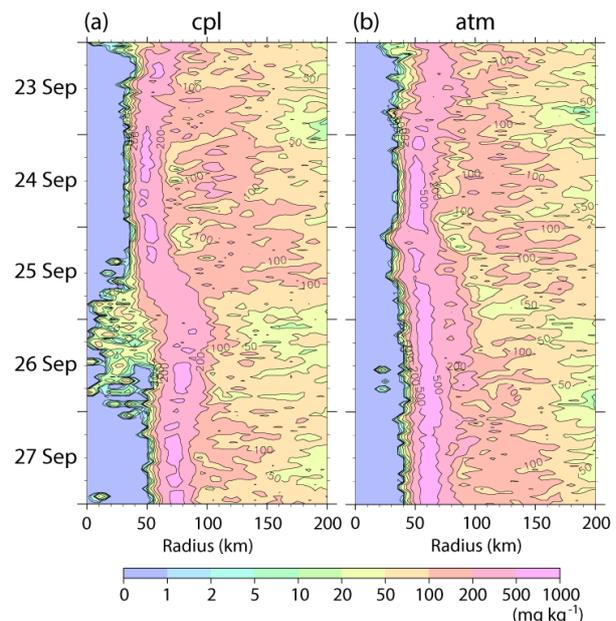


図 3: (a) 大気海洋結合モデル、及び (b) 大気単体モデルの 500 hPa における方位角平均した雲水・雲氷量の距離—時間断面。

# 機械学習によるひまわり衛星画像内のアンビル検出

\*太田 聡 (北大院環境科学), 堀之内 武 (北大院地球環境)

## 1. はじめに

台風の形成発達過程では熱帯の低気圧性循環内において、対流バースト (CB) と呼ばれる突発的で強い上昇流が発生する[1]. CB 発生位置では局所的に強い低気圧性渦が形成されることから, CB は台風を強化させる要因の一つであると考えられている[2].

衛星観測による先行研究では赤外の輝度温度平均を用いるなど, 時空間的に集合的な定義で CB を捉えている[1]. しかし, それでは数値実験[2]で示されるような個々の CB の影響について解析することは難しい. そのような個々の CB は衛星から見ると急速に発達し持続時間の長い楕円もしくは円形のアンビルとして観測される. それらを検出することができれば, 衛星観測の立場からより詳細な台風発達に対する CB の影響を検討できることが期待される. 本発表ではその初期成果を報告する.

## 2. 手法

アンビルは衛星画像から目視で特定できるが, 膨大なデータを網羅的に処理することは困難である. そこで, 本研究では機械学習の物体検出アルゴリズムである Mask R-CNN[3]を用いて, ひまわり 8 号機動観測で得られる赤外画像内のアンビルを検出する.

Mask R-CNN は画像内における検出対象の物体の位置を推定し, 画像ピクセル単位で分類することが可能である. しかし Mask R-CNN はデータを動画ではなく画像として独立に扱うことから時間方向は考慮されない. そのため, 2つの領域の重なり具合を評価する指標を用いて, 時間的に連続した各画像で検出されるアンビルに ID を付与した. 場合によっては特定のアンビルが時間的に飛び飛びに検出されるが, 時間的に連続した複数の画像を考慮して ID を与えることで対処した.

訓練及び検証データは 2017 年の台風 21 号 LAN の CB が卓越する期間の赤外 B13 (10.4  $\mu\text{m}$ ) 画像 1176 枚を用いた. そのうち訓練データは 940 枚, 検証データは 236 枚とした. ツールを援用して目視で輝度温度が低い円形の領域をアンビルと指定した. その学習結果を 2019 年の台風 28 号 KAMMURI の発達期の画像に適用した. 画像サイズは 400 $\times$ 400 ピクセルである. 画像中心は気象庁ベストトラックデータの台風中心の緯度経度座標を基に, 3 次スプライン補間により補間し台風中心に補正した.

## 3. 結果

図1はアンビルの赤外画像と検出結果である. 右図の色付きマスク部分は, 左図の赤外画像に存在するアンビルを検出した領域である. 台風中心で発生するアンビルは形が比較的明瞭なため検出されやすかった. 一方で, レインバンド内で発生する細かなアンビルは風速シアや複数のアンビルが近距離で発生することで形が曖昧になるためか, 検出されにくかった.

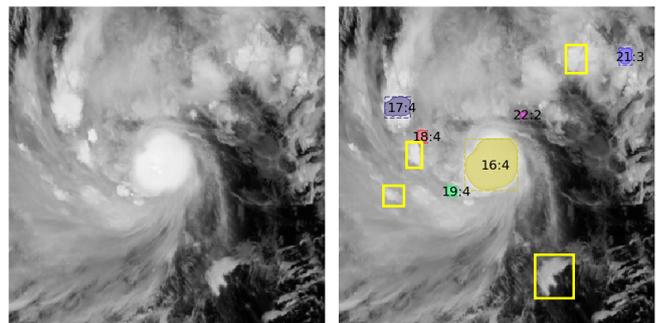


図 1. 台風発達期に発生するアンビルの赤外画像 (左) と検出結果 (右). バンド帯は赤外 B13 (10.4  $\mu\text{m}$ ). マスク内の : に対して左の数字はアンビルの ID, 右の数字は特定のアンビルの何回目の検出かを示す. 黄色枠のアンビルは発生初期では検出されていたが, 時間経過により明瞭な円形ではなくなったため検出されていないものを示す (手作業による).

## 4. 今後の課題

教師データを増やし, 設定を改良するなどして, アンビルの検出精度をさらに高める. その後, 検出したアンビルの中から面積, 持続時間等の特徴量を用いて CB を抽出する. 抽出した CB の特徴量間の相関関係や気象庁ベストトラックデータとの比較により CB の台風発達への寄与を考察する.

## 5. 謝辞

Mask R-CNN のプログラム[4]は matterport 社が提供するものを利用しました. 衛星画像は情報通信衛星機構 NICT サイエンスクラウドより所得しました.

## 6. 参考文献

- [1] Zehr, R., 1992, NOAA Tech. Rep. NESDIS, 61.
- [2] Montgomery, M. T., 2006, J. Atmos. Sci., 63, 355–386.
- [3] He, K. et al, 2017, In ICCV, 2961–2969.
- [4] Mask R-CNN for Object Detection and Segmentation, [https://github.com/matterport/Mask\\_RCNN](https://github.com/matterport/Mask_RCNN), (2020/7)

## 令和元年台風第19号の降水の非対称化メカニズム～その2

\*柳瀬亘，荒木健太郎，和田章義，嶋田宇大，林昌宏（気象研究所）

## 1. はじめに

令和元年10月に大量の水蒸気を伴った台風第19号（令和元年東日本台風）が大雨による甚大な災害を引き起こしたが、降水の多くは台風の北側に集中していた。柳瀬ほか・荒木ほか（2020年度春季大会）では非静力学モデルで再現された非対称な降水（図1, 2）のメカニズムを解析し、10月12日には温帯低気圧化の研究で指摘される台風北東側での前線形成を確認できたが、11日には前線以外のメカニズムも働いた可能性を示した。今回の発表では全期間の非対称化プロセスを整理するが、予稿では主に11日の特徴を示す。

## 2. 数値シミュレーションの設定

2019年10月10日12UTCから72時間の気象庁全球客観解析値を初期値・境界値とし、140°E, 35°Nを中心とする4000km四方の領域で気象庁非静力学モデルによるシミュレーションを行った。水平格子間隔は2kmとし、積雲スキームは使わず、雲水・雲氷・雨・雪・霰を予報する雲微物理スキームで降水過程を表現した。

## 3. 結果

台風中心から500km以内の鉛直積算した水物質について方位角-時間分布を図1に示す。期間を通して台風の北半分に降水が集中しているが、12日は北東に集中しているのに対し、11日は北に集中しており、鉛直シアとのずれも大きい。11日12UTCの降水分布（図2左）では、壁雲付近と外側数百kmに非対称分布が見られる。前者は鉛直シアによる渦軸傾斜メカニズムと整合的であるが、後者はより大きなスケールのプロセスとなる。下層の前線（強い相当温位勾配）は11日12UTCには北西側で強化しており（図2左）、12日に北東側で強化した特徴（図略）とは異なる。台風中心を通る緯度・鉛直分布では（図3）、台風の北側で上昇域の下端が相当温位面に沿った斜めの分布が見られる。この上昇域では北側の西風ジェットに向かう発散風や負の湿潤渦位などの特徴が見られ（図略）、湿潤な対称安定性の弱まりによる斜めの上昇流の強化が示唆される。また、上昇流の下には相当温位面に沿った下降流も見られ、中層の低相当温位を下層に移流して前線形成に寄与していた。雨・雪・霰の蒸発を抑制した感度実験

ではこの下降流が弱まり（図略）、下層の前線も不明瞭となるが（図2右）、降水の北側への集中自体は見られるため、11日の前線の役割は12日ほど明確ではない。

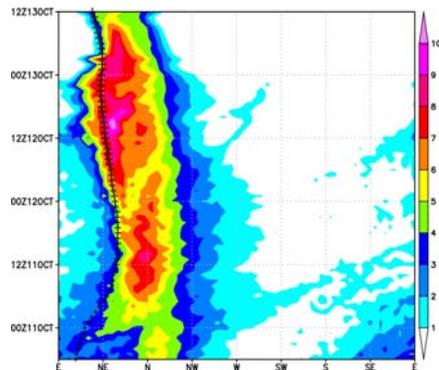


図1 台風中心から500km以内の鉛直積算した水物質 ( $\text{kg m}^{-2}$ ) の方位角-時間分布。小・中・大の+印はそれぞれ  $10 \text{ ms}^{-1}$  以下、 $10\sim 20 \text{ ms}^{-1}$ 、 $20 \text{ ms}^{-1}$  以上の鉛直シア (200hPa と 850hPa に相当する高度の水平風の差; 半径 200~800km で平均) の方向を示す。

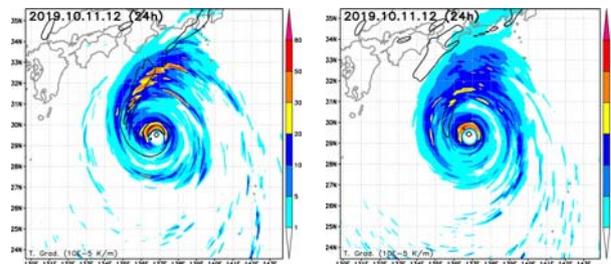


図2 11日12UTCの前1時間降水量 ( $\text{mm h}^{-1}$ ) と高度500mの相当温位勾配 (コンター;  $1\text{K}/10\text{km}$  ごと)。(左) 標準実験。(右) 雨・雪・霰の蒸発を抑制した実験。

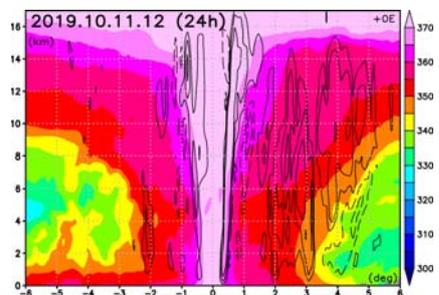


図3 11日12UTCの台風中心を通る南北鉛直分布。相当温位 (シェード; K), および  $0.2, 0.5, 1 \text{ m s}^{-1}$  の上昇流 (実線) と下降流 (破線)。横軸は台風中心からの相対的な緯度 (図2左の緯度と同じ範囲)。

# 台風発生数と弱い熱帯低気圧の生存率

\*池端耕輔, 佐藤正樹 (東京大学大気海洋研究所)

## 1. はじめに

台風の発生数について、従来は Genesis Potential Index 等による発生環境場や大規模循環パターンとの関係が詳しく調べられてきた。近年、弱い熱帯低気圧 (TD) の数と台風に成長する数の割合 (SR) を切り分けることが重要になっている。Vecchi et al. (2019) は GCM の結果から、TD 発生数と SR に関わる物理量を用いて温暖化による台風発生数の変化を説明した。Tory et al. (2018) は海盆間の SR の差を調べ、Song et al. (2020) は SR と環境場の関係を包括的に明らかにした。しかし海盆や時期による SR の多様性や TD 発生数との関係、TD の特徴が SR に与える影響については分かっていないため、本研究で明らかにする。

## 2. 使用データと台風の抽出

TD 抽出と環境場の解析を行うため、物理量として緯度経度 0.25° 格子の ERA5 を用いた。TD の台風 (TS) への発達を識別するため、ベストトラックデータ IBTrACS を用いた。解析期間は 2013 年から 2018 年の 7 月から 10 月で、北半球の事例を解析した。

Yamada et al. (2017) の台風追跡法の基準を緩和して ERA5 から TD を抽出し (風速 10 m/s, 850hPa 相対湿度  $5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 温度偏差和 0 K, 寿命 12 h)、初期時刻を TD 発生とした。半径 3° 以内に 36h 連続 17.4 m/s を超える IBTrACS の台風経路があった場合、TS に発達したとする。表 1 は抽出結果の概要である。

表 1 北西太平洋、北東太平洋、北大西洋、北インド洋で抽出された TD (TS になる事例含む) と TS の全数

	WP	EP	NA	NI
<b>TD</b>	361	655	556	409
<b>TS</b>	104	84	46	7

## 3. 研究手法と結果

各海盆で TD と TS の発生数の比を取り SR を算出した (図 1)。全期間平均では WP が他海盆より高く、WP の循環場が TD の生存に有利だと考えられる。1 ヶ月平均値の分散は気候条件に応じた変動の現れと見られる。

次に北半球全域・全期間を対象に、環境場や暖気核の指標に対する TD と TS の数のヒストグラムを作成し、

両者の比として求めた SR と共に図 2 に表した。変数によっては TD 数と SR が異なる分布であり、TS 数は両者の重ね合わせで決まっている。また暖気核と SR の対応関係は、TD の構造も SR に影響することを示唆する。

以上の結果より、大気循環の中では TD 数に加えて SR も変動し、2つのバランスが TS 数を規定している。また TD の生存は環境場に大きな影響を受けながらも、環境場と TD の相互作用も無視できないと考えられる。

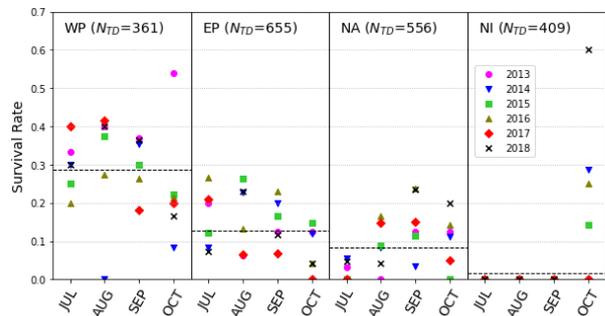


図 1 各海盆における全期間平均の SR (水平破線) と 1 ヶ月平均の SR (点)。縦軸は SR (0~1)、横軸は月。

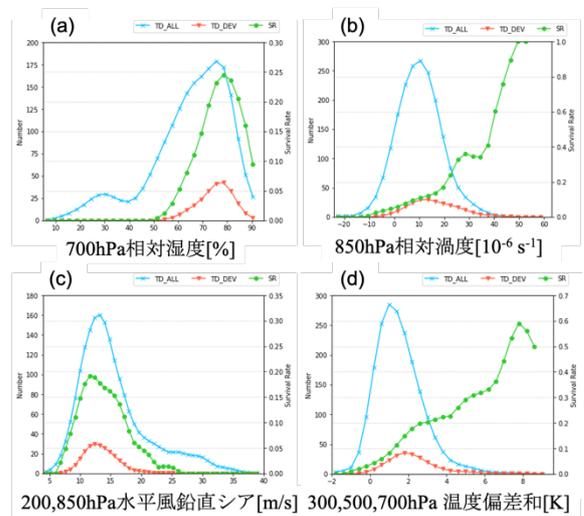


図 2 水色 (赤色) は TD (TS) の数のヒストグラム (左縦軸)、緑色は SR の分布 (右縦軸)。縦軸スケールは図ごとに異なる。(a), (b), (c)の横軸は 10° 四方平均値。

## 参考文献

Song, C., et al. (2020), *J. Clim.*, **33**(11), 4489-4511.  
 Tory, K. J., et al. (2018), *Clim. Dyn.* **50**, 2489-2512.  
 Vecchi, G. A., et al. (2019), *Clim. Dyn.* **53**, 5999-6033.  
 Yamada, Y., et al. (2017), *J. Clim.*, **30**(23), 9703-9724.

# MTSAT 赤外データを用いた台風 Haiyan の解析

\*黒田龍馬, 板野稔久 (防衛大・地球)

\*Kuroda R. and Itano T. (*National Defense Academy*)

## 1. はじめに

2013年11月8日にフィリピンを横断した台風 Haiyan(平成25年台風30号)は、史上最低気圧を記録したとも推測され[1]、レイテ島を中心に約1,100,000棟の家屋を全半壊するなど200億ドルとも言われる経済損失と、少なくとも6,300名の死者・1,061名の行方不明者・28,689名の負傷者をもたらした、近年フィリピンに襲来した最大級の熱帯低気圧である。特に、台風による地表面風と漏斗状の海岸地形の相互作用によりサンペドロ湾周辺(台風中心から約30km付近)では、約6m級の高潮が引き起こされ、台風本体の風よりは、この高潮によって多くの被害がもたらされたと推測されている[2]。

今回、MTSAT-1Rが観測した4つの赤外データとそれらの輝度温度差データから、この台風の雲を解析したので、その特徴について報告する。

## 2. データ

2013年11月3日1830UTCから同月11日0430UTCにおける、MTSAT-1Rの4チャンネルの赤外データ(IR1<10.3-11.3 $\mu\text{m}$ >, IR2<11.5-12.5 $\mu\text{m}$ >, IR3<6.2-7.3 $\mu\text{m}$ >, IR4<3.3-4.2 $\mu\text{m}$ >)を使用した(1時間毎)。また、気象庁の台風ベストトラックデータ(6時間毎)を Haiyan の位置情報として使用した。

## 3. 解析手法

IR1~IR3の各赤外面像と、IR1を基準にIR2, IR3, IR4との輝度温度差を画像化した3つの差分画像(SPL, DIW, DIN)を作成して解析した。特に、「台風中心位置から半径1600km以内」を解析範囲と定め、各閾値で区切られる領域の面積の時間変化を解析した。この際、各時刻の台風位置については、ベストトラックデータから1時間毎に内挿して求めた。(※なお、ベストトラックと衛星赤外面像の計測時間差を求めため、IR1画像上で”目”が確認された11月5日1830UTCから8日0030UTCの間について、最も輝度温度の高いピクセルを台風中心と仮定し読み取り、球面三角法を利用して緯度経度を導出した。これをベストトラックから内挿した台風中心と比較すると52分差で両者間の二乗平均誤差が最小となったため、毎時52分における内挿値を採用した。)

## 4. 結果

赤外面像(IR1~IR3)及び差分画像(SPL, DIW, DIN)から閾値別の面積を解析し、その時間変化をグラフにまとめた。IR1の解析では6日午後から全般的に雲頂温度が低く(雲頂高度が高く)なり、フィリピン上陸(破線)前に急発達(ハッチング部)した様子が認められた(図1)。また、IR3の解析からもほぼ同時刻で水蒸気量の増加が確認された(図2)。一方、DIWの解析からは、積乱雲の指標とされる閾値0度以下の領域の面積が、6日午後から急激に上昇したことがわかり、Haiyanの強化に積乱雲が大きく寄与していることが推測された(図3)。

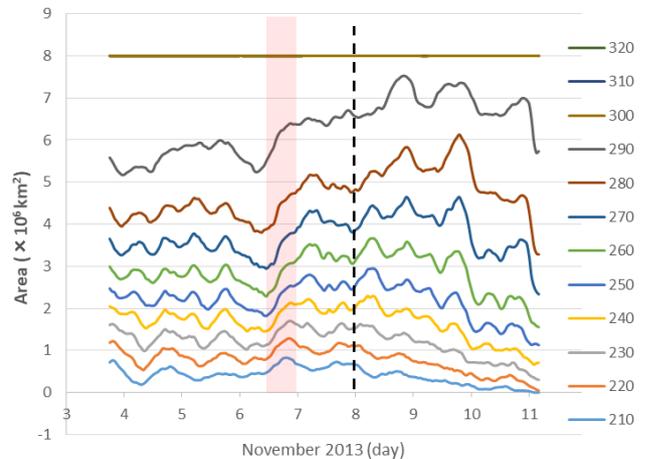


図1 IR1の輝度温度で見た閾値より雲頂温度が低い領域の面積の時間変化(破線はフィリピン上陸時刻)

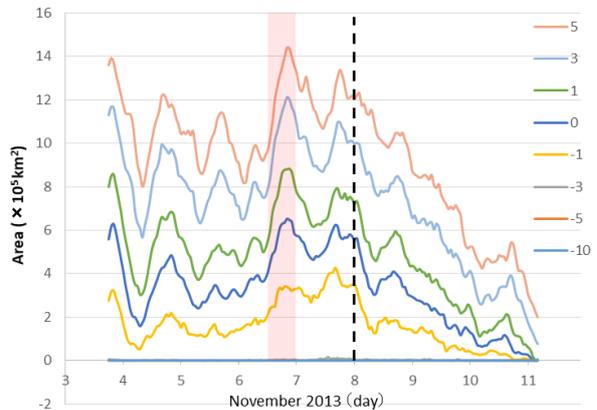


図2 IR3の輝度温度で見た閾値より温度が低い領域の面積の時間変化(破線はフィリピン上陸時刻)

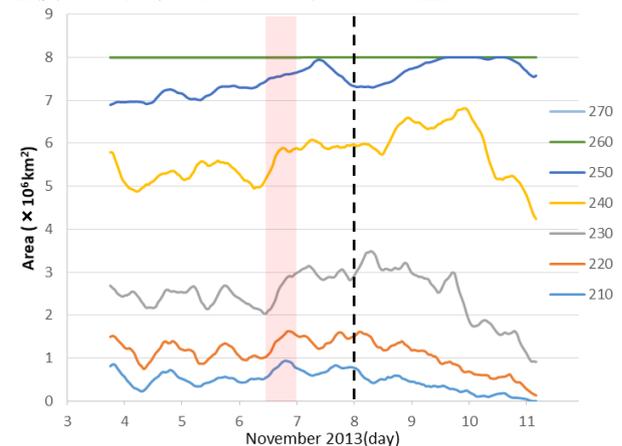


図3 IR1とIR3の輝度温度差(DIW画像)で見た積乱雲の面積の時間変化(破線はフィリピン上陸時刻)

## 参考文献

- [1] K.Harau, et al., 2017, *Weather*, Vol.72, No.10, 291-295.
- [2] J.F.P.Galvin, et al., 2014, *Weather*, Vol.69, No.11, 307-309.

1980年以降東京に接近する台風が増加している

山口 宗彦(気象研応用気象研究部)、前田 修平(高層気象台)

1. はじめに

台風は地球上で発生する最も激しい自然現象の一つで、大雨、強風などにより、さまざまな災害を引き起こす。2019年台風第19号による広域の水害、台風第15号による千葉県を中心とする強風被害は記憶に新しい。これらの日本の大都市を襲った最近の台風から、「日本に影響を与える台風の数が増加しているか?」、また、「以前よりも強い状態で日本に接近しているか?」、疑問が生じる。

気象庁は、日本や日本の各地方に接近する台風の数々の統計調査を行っている。しかし、各地域における台風の防災・減災という観点からは、地点毎に(オイラー的視点で)調査することも重要である。また、接近時の台風の強さや、台風の発達に関する環境場(海面水温や風の鉛直シアなど)等に変化があるか調査することも重要である。

本研究では、東京に接近する台風が増加しているか、また環境場や台風の移動速度に変化があるか調査した。

2. 使用データ

使用データは、気象庁のベストトラックと気象庁再解析データである。検証期間は1980年から2019年の40年間である。1980年以降とした理由は、1980年以降は静止気象衛星ひまわりが運用されており、ベストトラックの均質性がより高いためである。ベストトラックでは、00, 06, 12, 18UTCにおける6時間ごとの解析値を使用した(TDやLを含む)。

3. 結果

図1は、東京に接近した熱帯低気圧の数の経年変化である。本研究の「接近」の定義は、熱帯低気圧の中心と東京の距離が300km以内、かつ熱帯低気圧の中心の緯度が東京の緯度より南にあるときである。図1から、過去40年、接近数が増加していることがわかる。検証サンプルを台風強度に限定しても、距離の閾値を300kmから200kmにしても、緯度の制限を無くしても増加傾向は見られる。図2は、熱帯低気圧が東京に接近しているときの強度(中心気圧)の累積頻度分布である。前半の20年(1980-1999)をP1期間、後半の20年(2000-2019)をP2期間として、それぞれの期間で調査して、結果を比較した。図2から、台風が強い状態で東京に接近する頻度が増えていることがわかる。例えば、中心気圧が980hPaより低い状態で接近する頻度はP1期間に比べてP2期間は2.5倍となっている。表1は、7~10月の間に台風が980hPa以下の中心気圧で東京に接近しているときの環境場と台風の移動速度をP1, P2それぞれの期間で調査した結果である。表1から、P2期間はP1期間と比べて、「海面水温が高い」、「鉛直シアが小さい」、「大気中層の相対湿度が高い」と、台風の発達に都合の良い条件となっていることがわかる。また、台

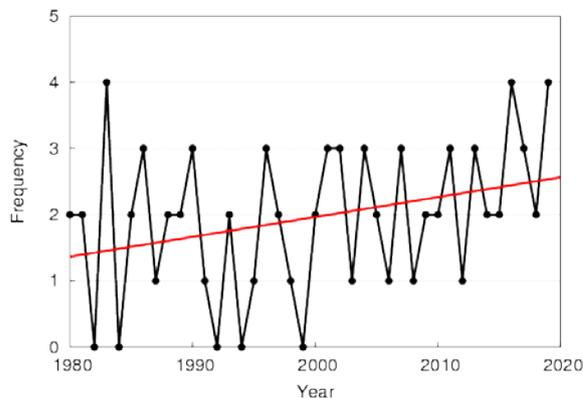


図1. 東京に接近した熱帯低気圧の数の経年変化。増加傾向は統計的に有意である。

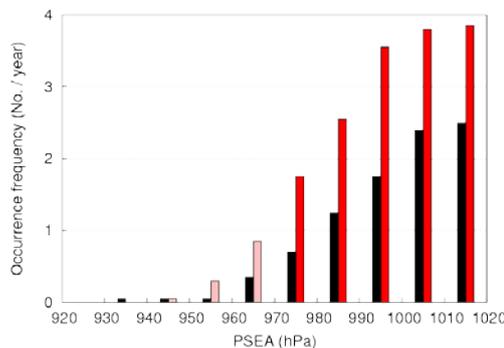


図2. 熱帯低気圧東京接近時の中心気圧の累積頻度分布。P1期間が黒、P2期間が赤またはピンク。赤はP1期間とP2期間の差が有意であることを示す。

表1. 7~10月の間に台風が980hPa以下の中心気圧で東京に接近しているときの環境場と台風の移動速度。

	1980-1999年	2000-2019年
海面水温(°C)	25.9	27.2
鉛直シア(knot)	25.8	17.4
500hPa相対湿度(%)	40.8	48.9
移動速度(km 毎時)	48.1	30.6

風の移動速度が遅くなっており(36%減)、これは台風による影響時間が長くなっていることを示している。図1、2に示したような変化は、静岡、名古屋、和歌山、高知など、東京以外の都市でも確認できた(図略)。

4. 今後の課題

ここに示した変化と地球温暖化との関係を調査することが今後の課題である。また、P1期間はエルニーニョ的な、P2期間はラニーニャ的な10年規模変動があった期間であった。10年規模振動と地球温暖化の影響を分離するために、d4PDF等のシミュレーション結果等を用いて今後解析を進める。

## 複数アンサンブルを用いた台風発生予測の可能性

\*川端康弘, 山口宗彦 (気象研究所),

筆保弘徳 (横浜国立大学), 吉田龍二 (CIRES/NOAA)

### 1. はじめに

台風の発生を数日前から予測することは、リードタイムを確保することができるため防災上重要となるだけでなく、交通機関の運行など様々な活動に有効な情報となる。気象庁では、北西太平洋において24時間以内に台風が発達すると予想される熱帯低気圧がある場合に、その進路や強度の情報を発表している。アンサンブル予報と気象衛星「ひまわり」による台風の雲画像の解析結果を用いた調査では、2日先までの台風の発生確率を精度良く予測できることが示された[1]。このアンサンブル予報を用いることで数日前から台風発生の確率情報を提供できる可能性がある。本研究では個々の台風に着目し、海外の数値予報センターの予報も含めて、何日前から台風の発生が予測できていたかを調査した。

### 2. 解析手法

台風の前報データは、気象庁 (JMA)、欧州中期予報センター (ECMWF)、米国環境予報センター (NCEP)、英国気象局 (UKMO) の4つの数値予報センターの全球アンサンブル予報である。また解析値は気象庁ベストトラックデータを使用し、検証期間は2017年から2019年である。

ベストトラックにおいて、熱帯低気圧が発生した時刻の解析位置を中心として、半径500 km以内に渦が予測されているかどうかを探索した。各数値予報センターの各予報時間 (FT) において、全アンサンブルメンバーのうち、この円内に存在するメンバーをカウントすることで発生確率を定義した。

### 3. 結果

図1に2019年の台風発生確率予測の例を示す。横軸のFT=0は、ベストトラックで熱帯低気圧の発生として解析された時刻に対応する。台風第1号 (図1a) ではどの数値予報センターも72時間予報の確率値は80%以上となっている。これは台風第1号が初めて解析された時刻 (FT=0) の3日前を初期時刻とするアンサンブル予報において、80%以上のアンサンブルメンバーがこの台風に対応する渦を予測していたことを意味する。1~3日先予報までは台風の発生確率が高いが、そ

れ以降予報時間が長くなるほど小さくなる。また、予報センターによって発生確率の減少傾向が異なっている。一方で、台風第20号 (図1b) では、どの予報センターも発生確率が低く、1日前のECMWFの予報で30%程度となっている。このように、高い確率で発生を予測した台風もあるが、事例ごとに発生確率の変化傾向は異なっている。

台風の発生には周囲の環境場が深く関わる。例えば、下層の流れパターンをシアライン、東西風合流域、偏東風波動、モンスーン渦、先行台風によるエネルギー散逸の5つのパターンに分類し、発生環境場ごとの台風の特徴が統計的に示された[2]。台風の発生確率はこのような環境場の影響も反映していると考えられる。台風発生予測の可能性について、発生環境場の下層流れパターンと絡めて調査する予定である。

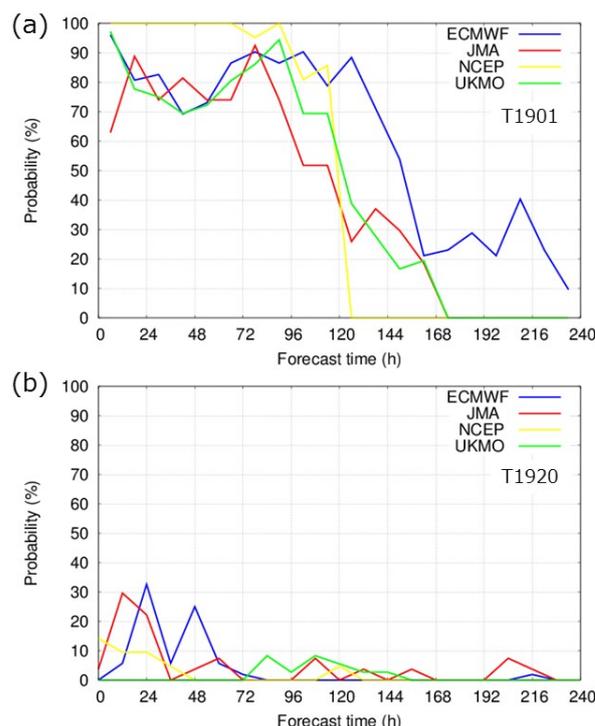


図1: 台風発生確率予測の例。(a) 2019年台風第1号, (b) 2019年台風第20号。横軸は予報時間。

#### 参考文献

- [1] Yamaguchi, M. and N. Koide, 2017, *Wea. Forecasting*, **32**, 2133-2141.  
 [2] Yoshida, R. and H. Fudeyasu, 2020, *Mon. Wea. Rev.*, **148**, 559-576.

# 台風経路-高潮アンサンブルシミュレーションによる 高潮リスクの算出

\*大滝寿一<sup>1</sup>・筆保弘徳<sup>1</sup>・高野洋雄<sup>2</sup>・山内隆介<sup>1</sup>・飯田康生<sup>1</sup>・竹見哲也<sup>3</sup>  
森信人<sup>3</sup>・清原康友<sup>4</sup>

(1:横浜国立大学大学院, 2:気象研究所, 3:京都大学, 4:気象予報士会)

## 1. はじめに

高潮被害は発生頻度こそ稀だが、ひとたび発生すれば海岸地域に甚大な被害をもたらす。高潮偏差の大きさは、それぞれの海岸地形の特徴と台風要因に影響を受けるが、その要因の定量化は難しい。台風要因も、台風強度と進路と位置があり、様々なパターンが存在する。本研究は、現実の海岸地形に対する台風位置の感度に注目する。大滝他 (2020 ; 春季大会) は、台風経路 - 高潮アンサンブルシミュレーションにより、台風位置と各海岸地点での高潮偏差を示す手法を提案した。本講演では、T1821 など高潮被害をもたらした台風 14 事例を対象にして 1514 回のシミュレーション実験を行い、各海岸地点の台風位置を統計的に調べて、高潮リスクを算出する。

## 2. 実験設定

山崎他 (2017) は、台風を含む大気場を地形に対して東西にずらす台風経路アンサンブルシミュレーション手法を提案した。この手法により、現実の台風が異なる位置を通過した場合の仮想の大気場が得られる。大気モデルは WRF-ARW V3.6.1、高潮モデルは気象庁の高潮モデル(JMA Storm Surge Model)を用いる。水平解像度は、大気モデル 5 km、高潮モデルで約 1.7 km である。扱った台風事例は強い台風や特異なコースをとった 14 事例 (T5822, T5915, T6118, T8719, T9119, T9512, T9810, T0406, T0423, T1326, T1812, T1813, T1821, T1824) であり、0.2 度間隔で東西または南北にずらして計 1514 本の台風経路-高潮アンサンブルシミュレーションを実施した。さらに、大気の力学モデルの有効性を調べるために、従来利用されている軸対称傾度風モデル (Fujita (1952) の式) も用いる。

## 3. 結果

図 1 上は、瀬戸内海~本州太平洋側の海岸線における 4 事例(T5915, T1326, T1813, T1821)による最大高潮偏差を示す。4 事例とも、下関から銚子までの位置は同じふるまいを示している。さらに、T1821 を

対象にした軸対称傾度風モデルで作成した高潮偏差と力学モデルを比較すると(図 1 下)、高潮偏差は地点によっては大きく異なる。上陸した場合の台風強度の変化や、非軸対称に変異する効果が、その差を作っている。

図 2 は広島港、大阪港、名古屋港、浦安における、4 事例(T5915, T1326, T1813, T1821)による台風位置別の高潮偏差である。名古屋港や浦安では直撃するコースの西 100 km 以内で高潮偏差のピークが来るのに対し、広島港や大阪港では西 200 km 離れたところでピークがあり、より広い範囲で高潮害に注意する必要がある。講演ではその他の事例についても紹介する。

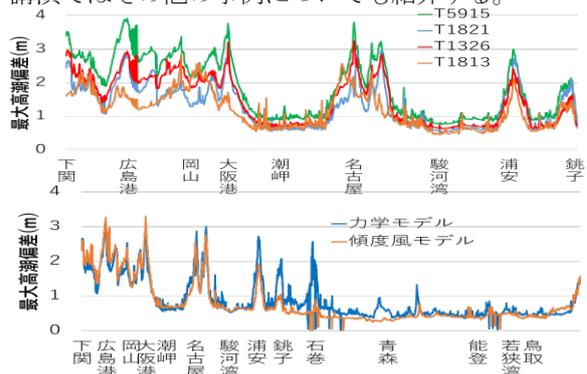


図 1:(上)下関から銚子までの海岸線沿いに 4 事例の最大高潮偏差をとったグラフ。(下)下関から反時計回りに本州の海岸線沿いに力学モデルと傾度風モデルの偏差をとったグラフ。

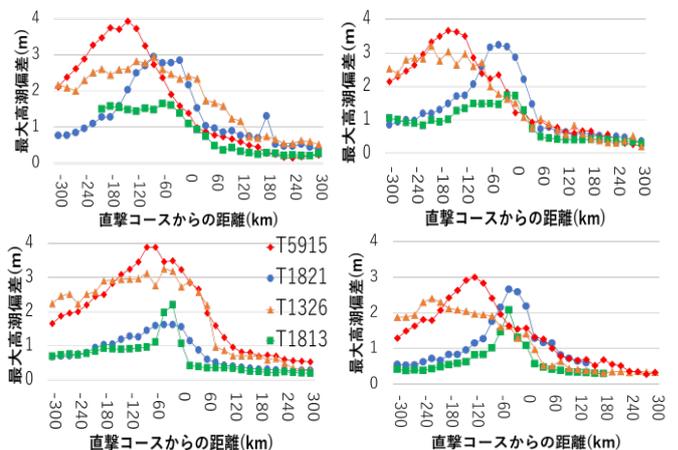


図 2 : 各地点における台風位置別の高潮偏差(+が東)。左上 : 広島港、右上 : 大阪港、左下 : 名古屋港、右下 : 浦安

## 日本に上陸した台風の長期変動(1877年-2019年)

\*久保田尚之(北大院理), 松本淳(都立大), 財城真寿美(成蹊大), 三上岳彦(都立大)

## 1. はじめに

近年 2018 年台風 21 号や 2019 年台風 19 号といった強い台風が日本に相次ぎ上陸している。日本に上陸する台風の傾向を明らかにするには、台風経路や強度の情報が欠かせない。西部北太平洋域では 1945 年以降、4 つの気象機関によって台風の位置や強度に関する情報が提供されている。一方、過去の気象データを復元する「データレスキュー」の取り組みで、19 世紀まで遡り台風経路情報や気象データを収集し、日本に上陸した台風を復元してきた(Kubota 2012; 熊澤ら 2016)。過去の台風情報を用いた 100 年スケールの台風の長期変動の解明に向けた研究(Kubota et al. 2020 submitted)を報告する。

## 2. 台風データ

台風の最大風速と中心気圧には関係があり(Atkinson and Holiday 1977)、地上気圧を用いて台風を再定義した(Kubota and Chan 2009)。日本に上陸した台風に着目し、陸上で 1000hPa 以下を観測した場合を台風上陸と定義し、20 世紀の台風データを復元してきた(熊澤他 2016)。本研究では 1877 年-1886 年に灯台で観測した気象データを合わせて用いることで、1877 年まで解析を進めた。台風強度は陸上での最低海面気圧を用いて、最大風速を求め、Annual Power Dissipation Index(APDI:最大風速 3 乗を年積算)を利用した。

## 3. 結果

日本に上陸した 1877-2019 年の年間台風数を示す(図上)。2013 年以降毎年 4 個以上上陸しているが、1970 年代から 2000 年代は上陸数が少なく、1880 年代から 1960 年代は上陸数が多い傾向が見られた。図(中)に上陸した地点の東西分布の時系列を示す。1970 年代以降は平均的に上陸地点が東へシフトする傾向が見られ、99%有意である。一方で、1920 年代も東へシフトしており、台風の上陸地点は 100 年程度の周期で東西変動が見られる。台風強度についても 1970 年代以降は有意な増加傾向が見られ、強度は 44 年間で 37%増加していた(図下)。一方で、1930 年代から 1960 年代も台風強度は強い傾向が見られる。台風強度の変動は、1970 年代以降は上陸地点と同様の傾向が見られるが、それ以前は周期が異なっ

ている。

日本の気象台は 1872 年に函館ではじまり、1907 年には 100 地点を超えた。時期により地点数に差があるため、地点数と観測頻度による台風検出の品質検証を行った。観測地点や頻度が少ない 1882 年の条件を全期間に適応し検証した。1970 年代以降の台風強化傾向は 1882 年の条件でも同様に有意であり、地点数や観測頻度に依らないことが裏付けられた。

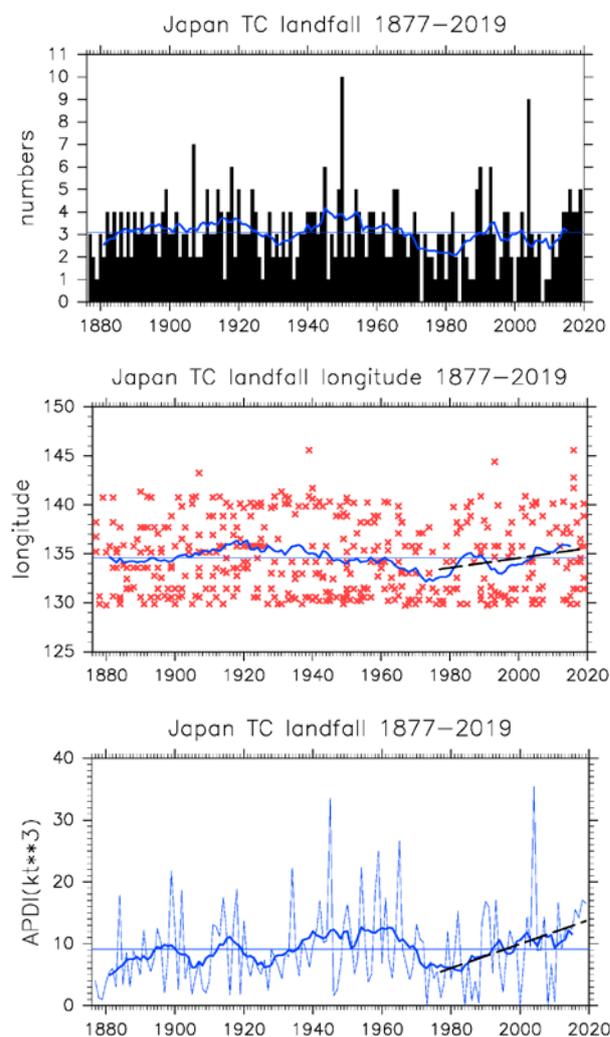


図: 日本に上陸した年間台風数(上)、上陸地点の経度(×)(中)、年間台風強度(APDI)(下)。期間平均は細線、11 年移動平均は太線で示す。1977-2019 年のトレンドは破線で示す。

謝辞: 本研究は、JSPS 科研費(20K20328, 18H01278, 19H00562)の支援により実施した。

## 大規模アンサンブルデータで得られた台風発生数に対する遠隔影響

筆保 弘徳<sup>1</sup>・古田 隆行<sup>1</sup>・伊藤 耕介<sup>2</sup>・吉田 康平<sup>3</sup>・川村 隆一<sup>4</sup>・吉田 龍二<sup>5,6</sup>

1: 横浜国立大学, 2: 琉球大学, 3: 気象研究所, 4: 九州大学, 5: CIRES UCB, 6: NOAA ESRL

### 1. 目的

北西太平洋の台風発生数の経年変化は大きい。それは、発生海域以外からも遠隔影響を受けているためと考えられる(例えば Du et al.2010 や新垣・伊藤 2019)。しかし、観測値は半世紀程度で限りがある。著者らの前回の発表(2019年秋季大会)では、大規模アンサンブルデータセット d4PDF での台風環境場を調べ、そのパターンは観測結果から得られるパターンとよく一致していることを示した。そこで本研究では、観測値と比べて 100 倍のサンプル数を持つ d4PDF の現在気候データを解析して、台風発生数に対する遠隔影響について統計的に調べた。

### 2. 手法

本研究は d4PDF の現在気候データを用いる。現在気候データでは、海面水温を境界値として与えた 1951-2010 年の 100 メンバーのアンサンブルシミュレーションを行っている。そして、Yoshida et al. (2017) により検出された北西太平洋の台風約 18 万個を解析する。観測値は気象庁ベストトラックデータを用いる。

### 3. 結果

図 1 は 100 メンバーの 7-8 月の台風発生数の箱ひげ図と観測値を示す。d4PDF の 100 メンバーの 60 年平均は 8.8 個で、観測値同期間の 9.4 個とほぼ一致している。しかし、100 メンバーの個数には幅があり、その幅の大きさも年ごとに変化する。経年変化をみると、観測で極端に多い年(1967 年や 1994 年)や少ない年(1998 年や 2010 年)でも同じ傾向がみられる。

図 2 は 7-8 月の地表面温度と、アンサンブル平均台

風個数や 100 メンバーの間の標準偏差との相関係数の分布を示す。台風平均発生数は、北東太平洋中緯度で、0.5 を超える相関係数となっている。この海域は、観測値と台風発生頻度の相関でも約 0.3 であり、ここでの海面水温が台風発生頻度に深く関係していると考えられる。他にも、南太平洋やインド洋西部でも正の相関がみられるのは興味深い。

そして、北大西洋北部では、台風発生数と標準偏差の両方で負の相関がみられる。この海域が高温の年、どのメンバーもばらつきが小さくなり、台風発生数が減少することを示す。

### 4. まとめ

本研究は、d4PDF の現在気候データを用いて、海面水温分布と台風発生頻度の関係を統計的に調べた。発表では、台風発生パターン別での結果を示し、どのような遠隔影響が考えられるか、その因果関係にもせまる。

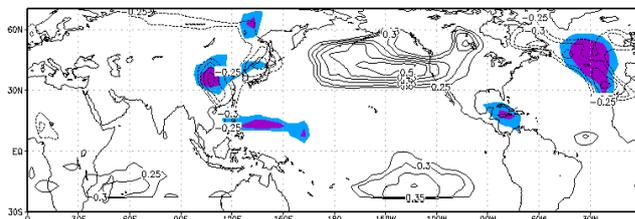


図 2: コンターは 7-8 月のアンサンブル平均台風個数と地表面温度の相関係数を  $\pm 0.25$  以上で示す。シェイドは 100 メンバーの間の標準偏差と地表面温度の相関係数が  $\pm 0.25$  と  $\pm 0.30$  以上の領域を示す。

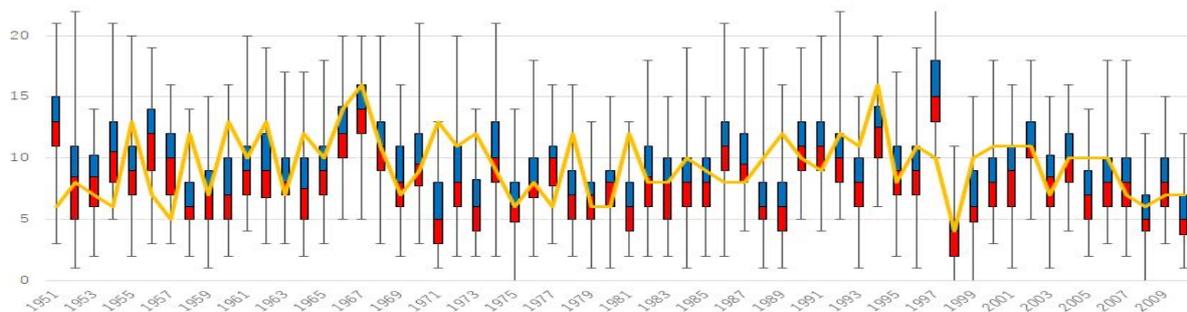


図 1: d4PDF (箱ひげ図) と気象庁ベストトラック (折れ線) の 7-8 月の台風発生数。

# 確率台風モデルを用いた台風季節予報の可能性調査

\*片山卓彦<sup>1</sup>, 水島佳緒<sup>1</sup>, 今田由紀子<sup>2</sup>, 宮川知己<sup>3</sup>, 木本昌秀<sup>3</sup>

(<sup>1</sup>株東京海上研究所, <sup>2</sup>気象庁気象研究所, <sup>3</sup>東京大学大気海洋研究所)

## 1. はじめに

台風はひとたび接近・上陸すれば多大な被害を及ぼす気象現象であり, その予測精度向上に向けて多くの取組がなされているところである. 当研究所では年間の台風活動の季節予測可能性について調査を行っており, 2019年秋大会ではd4PDF過去実験を用いて外部境界条件に基づく台風接近数の潜在的な予測可能性があることを示した. 今回は, 軸対象モデルCHIPSを改良した確率台風モデルを用いた台風接近数の季節予測可能性を検証したので報告する.

## 2. 方法

確率台風モデル(以下, モデル)は強度モデルと経路モデルから成っており, 台風発生・経路上での強度の推定にはEmanuel et al (2004)の軸対称モデルCHIPSをもとに構築した台風強度モデルを用いた. 経路モデルでは, 周囲の850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 200 hPaの各高度の風の月平均値を用いて実際の台風の動きを最もよく再現できる比率を定め,  $\beta$ ドリフトの効果, 各高度の風の日々の変動データを加えて台風の移動方向, 速度を決定した(図1). モデルに入力した環境場は格子間隔2.5度の月平均値であり, 再現性の検証では気象庁長期再解析「JRA55」(1958~2016年)を, 予測能力の検証では気象庁季節予報モデル事後予報実験データ(季節予報モデル:JMA/MRI-CPS2, 全5アンサンブル, 1979~2014年. 以下, ハインドキャスト)を用いた.

調査項目はACEと接近数であり, 接近数は気象庁定義に合わせて全国の気象官署から300km以内に進入した台風の数として観測は気象庁HPの数値を用いた.

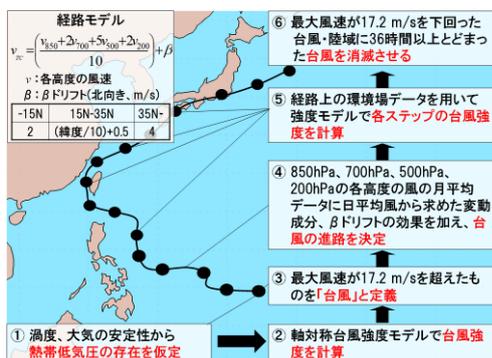


図1 確率台風モデルの概要

## 3. 結果

まず, モデルの再現性を調査するため, JRA55を入力してモデルで発生させた台風と観測台風の年々変動(各年7~10月合計)を比較した. その結果, ACE(計算期間: 1977~2016年)は $r=0.85$ , 接近数(同: 1958

~2016年)は $r=0.58$ と有意な正の相関があり, モデルは年間傾向の再現性を有することが確認できた.

次に, 予測能力を検証するため, ハインドキャストを入力してモデルで発生させた台風と観測台風の年々変動を比較した(計算期間: 1979~2014年, 各年7~10月). その結果, 5アンサンブル平均のACEは, 3月中旬初期値で $r=0.53$ , 4月中旬初期値で $r=0.58$ , 5月中旬初期値では $r=0.69$ の相関を示した. 同じく接近数については, 3月中旬初期値で $r=0.32$ , 4月中旬初期値で $r=0.31$ に止まったものの, 5月中旬初期値では $r=0.50$ を示し, 台風接近数が多い年/少ない年のピークをよく捉えていた(図2). また, 接近数の多寡が顕著であった8ヶ年について夏季前半の台風経路を観測とモデルで比較したところ, 7ヶ年で概ね観測と整合していることが確認できた(一例として図3). この結果から, 5月時点でモデルと気象庁季節予報結果を用いて接近数の傾向を予測し得ると言える. 今後は, 台風経路の予測の定量化や, 台風強度の傾向の予測可能性に関する調査を行う予定である.

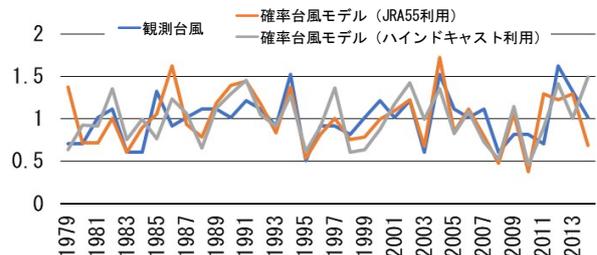


図2 観測台風とモデルの接近数の年々変動

観測は気象庁HPの接近数. モデルは5月中旬初期値, 5アンサンブル平均の接近数. 各々全期間の平均で規格化している. 計算期間は各年7~10月.

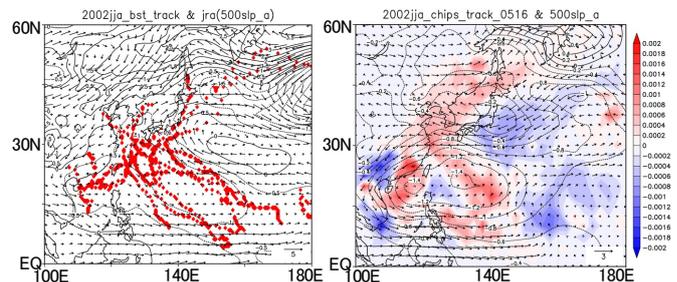


図3 2002年6-8月の台風存在位置の比較

観測台風(左図)は当該期間の気象庁ベストトラックの存在位置, モデルの台風(右図)は5月中旬初期値ハインドキャストを用いた予測結果における5アンサンブル平均の台風存在頻度の平均偏差を表す. 各々JRA55とハインドキャスト5アンサンブル平均の環境場を重ねており, ContourはSLP, Vectorは500hPa高度風の, いずれも6-8月平均の年平均偏差を表す.

### 主な参考文献

- [1] Emanuel, K. A., et al., 2004, *J. Atmos. Sci.*, **61**, 843-858.
- [2] Sato, T., et al., 2011, *SOLA*, **7**, 169-172.

# ハリケーン急速発達過程における 非線形な予測不確実性増加

\*南出将志 (東京大学大学院 工学系研究科 社会基盤学専攻),

Fuqing Zhang (The Pennsylvania State University, Department of Meteorology)

Eugene E. Clothiaux (The Pennsylvania State University, Department of Meteorology)

## 1. 背景

台風の急速発達過程は、総観規模から対流規模まで多様なスケールの現象が影響するため、その予測不確実性が大きいことが知られている。台風強度予測向上のためには、台風内部領域における観測の同化が効果的であることが指摘されており、近年打ち上げられた次世代静止軌道観測衛星であるひまわり8号やGOES-16は、高い時空間解像度から、従来には得られなかった多くの観測情報をもたらし、気象予測を向上させることが期待されている。実際に静止軌道衛星による全天赤外輝度温度同化の台風強度予測への適用について、予測精度向上の潜在的 가능성이指摘されてきた (Zhang et al., 2016, 2019; Minamide and Zhang, 2017, 2018, 2019; Honda et al., 2018a,b)。一方で、アンサンブルなどを用いた予測不確実性の増大過程は、急速発達過程の内包する複雑性によって、理解が阻まれている。すなわち、風速場や気温場、水蒸気場などのような初期大気場の向上がどの程度予測可能性向上に貢献するのかは、未だ自明ではない課題である。よって本研究では、GOES-16同化によって拘束したハリケーン Harvey(2017)のアンサンブル予測を用いて、急速発達過程における予測不確実性の増大プロセスを明らかにする。

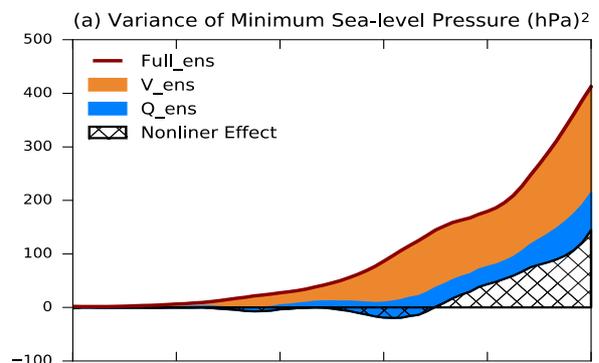
## 2. 手法

本研究ではアンサンブルカルマンフィルターを用いた全天赤外輝度温度同化実験・アンサンブル予測を実施し、アンサンブル共分散解析を通じて、急速発達過程における予測不確実性増大の主要な貢献要素を同定する。予測モデルとして3-kmメッシュに設定した対流をシミュレート可能なWeather Research and Forecast Model (WRF)を、観測モデルとして非線形のCommunity Radiative Transfer Model (CRTM)を用いた。モデルやデータ同化手法に関する設定はZhang et al. (2019)に従うが、特に赤外輝度温度の非線形性に対処するため、Minamide and Zhang (2017, 2019)により提案された観測・背景誤差モデルを用いている。

## 3. 結果, 結論

GOES-16の全天候赤外輝度温度観測同化の結果、アンサンブル平均からの決定論的予報による、ハリケーン Harveyの急速発達過程の予測精度が飛躍的に向上した。一方で、アンサンブル予測を通じて、依然として多大な予測不確実性が存在することも確認された。下図は、初期条件の不確実性によるアンサンブルスプレッドの増加を比べたものである。急速発達過程は、風速場・水蒸気場双方に対して初期値鋭敏性を持つことが分かる。同時に、風速場・水蒸気場双方に不確実性が存在する時、両者の非線形な関連によって、風速場・水蒸気場単体のみの不確実性の総和よりも、大きな不確実性が生じることを示している。本研究は、台風・ハリケーンの急速発達過程予測精度向上に向けて、力学場・熱力学場双方の解析精度を同時に向上させることの重要性を示すとともに、全天候赤外輝度温度観測同化の潜在的貢献可能性を示唆するものである。

参考文献：Minamide, M., F. Zhang, E.E. Clothiaux, 2020: Nonlinear Forecast Error Growth of Rapidly Intensifying Hurricane Harvey (2017) Examined through Convection-permitting Ensemble Assimilation of GOES-16 All-sky Radiances, Journal of the Atmospheric Sciences, accepted pending minor revision



図：台風強度アンサンブルスプレッドの時間発展について、水蒸気場(青バンド)・風速場など非水蒸気場(オレンジバンド)・全てのモデル変数(赤線)の初期値不確実性による貢献を区別した図。

# 対流圏界面付近の気温場が台風に与える影響について

\*小林健太 (九州大学・総合理工学府), 江口菜緒 (応用力学研究所),  
伊藤耕介 (琉球大学・理学部),

## 1. はじめに

熱帯低気圧(台風)は甚大な災害をもたらすが、その被害を最小限に抑えるために熱帯低気圧の予報は非常に重要な役割を果たしている。しかし、熱帯低気圧の構造や周辺環境の影響をモデルが正確に表現することができず、予報が大きく外れてしまうケースが多々ある。

今日、熱帯低気圧の研究は様々なアプローチで行われており、その中には成層圏が熱帯低気圧に与える影響を研究したものもある。例えば、成層圏突然昇温(SSW)時のサイクロンの発生に成層圏の変化が影響していること [1] や、対流圏界面付近の冷却が台風活動に与える影響を議論した論文 [2] もある。しかし、成層圏の力学場が熱帯低気圧に与える影響を定量的に評価した研究はほとんどない。そこで本研究は、上部対流圏 (UT) から下部成層圏 (LS) の温度変化が台風の発生と発達に与える影響を理解することを目的として数値実験を行った。

## 2. モデルと実験設定

二次元軸対称大気海洋結合モデル [3] を用いた。このモデルでは鉛直 35 km の 40 層、水平 1500 km の領域で計算を行い、グリッドのサイズは鉛直 875 m、水平 7.5 km である。シミュレーションは 15 日間のフリーランで行い、UT および LS に相当する 200 hPa から 60 hPa の気温鉛直プロファイルを変更し、それが熱帯低気圧に与える影響を検討した。気温と水蒸気の鉛直プロファイルは北緯 20 度のもを使用し [4] (図 1)、温度変化の幅は  $-5$  K から  $5$  K として、 $1$  K 間隔で変化させた。予稿では  $\pm 5$ 、 $\pm 3$ 、 $0$  度の結果を示す。

## 3. 結果

図 2 に示すように UTLS の気温を変化させると、50～125 時間の発達期・最盛期において UTLS の気温を下げた場合に台風風速が強まる結果となった。同様に、図 3 の海面気圧についても 50～125 時間において UTLS の気温を下げた場合に海面気圧が低くなる結

果となった。以上より、台風風速には UTLS の気温が関係する可能性があることが示唆された。

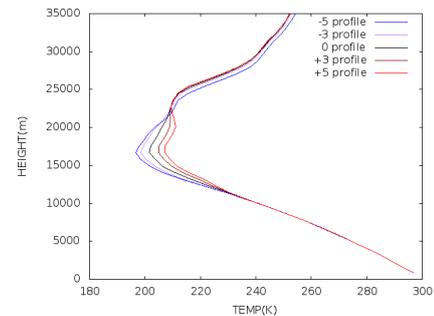


図 1 北緯 20 度の気温鉛直プロファイル。青、紫、黒、茶、赤線はそれぞれ UTLS を  $-5$ 、 $-3$ 、 $0$ 、 $+3$ 、 $+5$  度変化させた気温プロファイル。

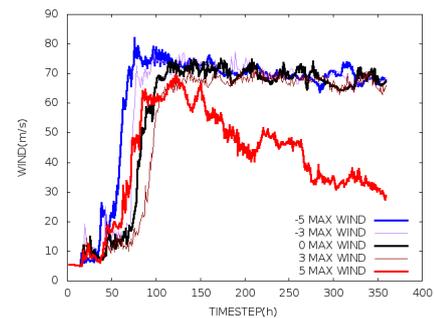


図 2 最大風速の時間変化

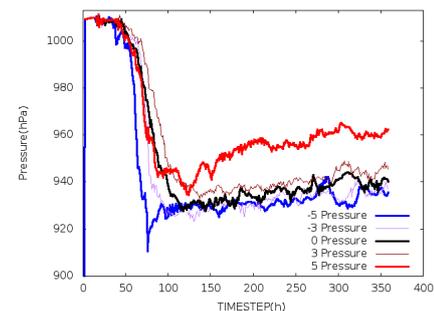


図 3 海面気圧の時間変化

## 参考文献

- [1] Kodera et al., *ACP.*, 2015
- [2] Emanuel et al., *J. Climate.*, 2013
- [3] Rounno and Emanuel., *J. Atmos. Sci.*, 1987
- [4] Dunion., *J. Climate.*, 2011

## 多重壁雲台風のベストトラック相互比較

\*金田幸恵 (名古屋大学)、嶋田宇大 (気象研究所)、小山亮 (気象庁)、H.-C. Kuo (国立台湾大学)、辻野智紀 (北海道大学)、坪木和久 (名古屋大学)

### 1. はじめに

多重壁雲台風とは、一つの眼を中心に複数の同心円状の壁雲を持つ台風を指す(図1)。先行研究[1]によると、1997年~2006年、台風225例中、55例に多重壁雲構造がみられたのみならず、特に強い台風(カテゴリー4以上)においては57%以上が多重壁雲構造を経たと報告されている。強い台風の強度推定は、防災の観点からも、きわめて重要である。そこで、多重壁雲台風を対象に、複数の機関のベストトラックを比較した。図1右に、台風ボラベン(2012)の例を示す。

### 2. データ

RSMC-Tokyo (JMA) と Joint Typhoon Warning Center (JTWC) のベストトラックから最大風速 (Vmax) を比較する。JMA は10分間平均風速、JTWC は1分間平均風速を用いているため、JTWC の Vmax に 0.88[2] をかけた修正版 JTWC を用いる。また、JMA と JTWC では、CI 数から Vmax への変換で異なるテーブルを用いていることから、[3]の表1を用いて Vmax から逆変換した CI 数も比較する。多重壁雲台風リストは、[4]を2014年まで延長して用いる。多重壁雲構造を20時間以上保った事例を CEM (19例)、それ以外の多重壁雲台風を ERC (39例) とする。解析期間は1997年~2014年である。

### 3. 結果

多重壁雲構造が確立した時刻を T=0 としてコンポジットした Vmax の時間変化を CEM 及び ERC についてそれぞれ示す(図2上段)。図より、CEM は、ERC と比較して、より強いピーク値を多重壁雲構造を確立した時刻より6~12時間遅れで示し、さらに、このより強い強度を長時間持続する傾向にある。修正版 JTWC 及び JMA とともに、上述の特性は共通するものの、修正版 JTWC は JMA より強い傾向が、CEM 及び ERC とともに、ほぼ全期間でみられた。

同様のコンポジット解析を逆変換した CI 数で行った(図2下段)。ERC において、逆変換した CI 数は、JMA より JTWC で常に大きい。一方、CEM においては、多重壁雲構造確立以前には、CI 数が JMA より JTWC で大きい傾向がみられるが、多重壁雲構造確立後には両者の平均値はほぼ同等になる傾向が明らかになった。

### 4. まとめ

多重壁雲台風を対象に JMA と JTWC のベストトラックを比較した。JMA と比較して JTWC は、多重壁雲台風の強度を常に強く出す傾向がみられた。最大風速を逆変換した CI 数においても、同様の傾向がおおむねみられる。ただし、CEM については、多重壁雲構造確立以降で両者の差異がほとんどみられなくなる。

本研究では逆変換した CI 数を用いたため、ドボラック法に基づき解析された CI 数は不明である。また、台風強度の真値も不明であることから、本来の CI 数を調査するとともに、直接観測や数値モデル等による多重壁雲台風の風・中心気圧の関係の理解が重要である。

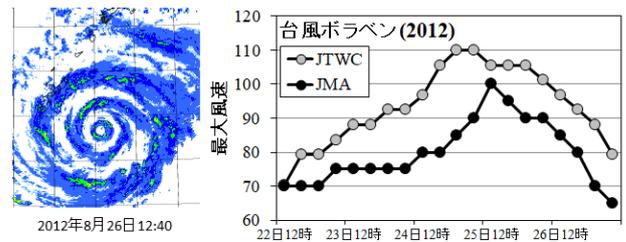


図1 沖縄レーダが捉えた台風ボラベン(2012)の三重壁雲構造(左)とJMA及びJTWCの最大風速の時系列(右)。

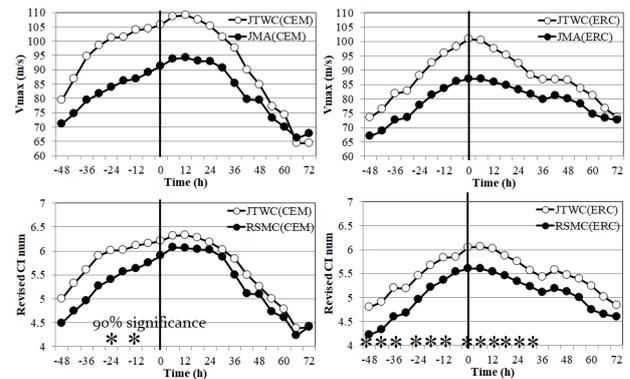


図2 CEM(左)及びERC(右)のVmaxの時系列(上段)。●: JMA、○: 修正版 JTWC。同、逆変換した CI 数(下段)。

参考文献:

[1] Kuo et al. (2009), MWR, [2] Kamahori et al. (2006), SOLA [3] Shimada et al. (2020), SOLA, [4] Yang et al. (2013), MWR  
謝辞: 本研究は、「台風の強度解析・予報精度向上に資する台風の衰弱時や多重壁雲時における風・中心気圧の関係及び強度変化メカニズム解明」に関する共同研究(気象庁・気象研究所・名古屋大学)の一環として実施された。台風強度解析データは気象庁及びJTWCから提供を受けた。本研究は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラム及び20H05166, JP19H00705の支援を受けた。

## YMC-BSM 2018 期間中の海大陸に見られた 南西方向に伝播する擾乱と対流に関する研究

木下武也 (JAMSTEC)・荻野慎也 (JAMSTEC)・鈴木順子 (JAMSTEC)  
・城岡竜一 (JAMSTEC)

### 1. はじめに

インドネシアを含む海大陸域は、対流活動の活発な領域であり、対流活動や山岳起源の大気擾乱が数多く発生している。この領域では2017年から、沿岸で発達する日周期降水と季節内変動の理解を目的とした Years of the Maritime Continent (YMC) キャンペーンが行われている。本研究の最終目標は、波が駆動する物質輸送の解析手法を開発し、オゾン等大気微量成分の空間分布に対する力学的な影響を詳細に捉えることである。それに先立ち、本発表では事例解析として2018年7月のフィリピン付近で見られた南西方向に伝播する擾乱に着目し、この擾乱の特性および対流との関係について解析した結果を報告する。

### 2. 使用データの概要と3次元波活動度 flux

2018年7月1日から31日のERA-Interim再解析データおよび、ベトナムのハノイ・ホーチミンにて行われたオゾンゾンデ観測データを使用する。解析で扱う3次元波活動度 flux (Kinoshita and Sato 2013, Harada et al. 2019) は波の伝播方向を記述するものであり、その収束は波の碎波・散逸に伴う強制を表すものである。

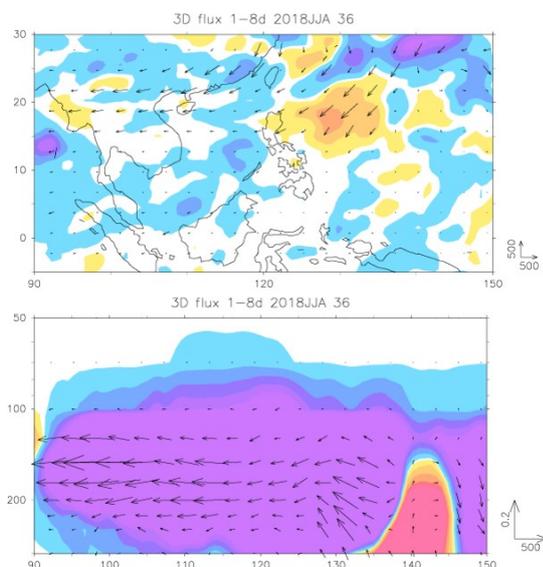


図1：2018年7月6日の3次元波活動度フラックス。(上) 200hPaの水平断面(水平成分：矢印、鉛直成分：カラー)、(下) 北緯20度の経度高度断面(東西・鉛直成分：矢印、南北成分：カラー)。

### 3. 解析結果

2018年7月の海大陸付近の非定常擾乱活動を調べたところ、北緯20~30度にて数日スケールで南西向きに伝播する波活動度 flux が100~300hPaで見られた(図省略)。この波を1~8日のバンドパスフィルタを用いて抽出し、2週間のローパスフィルタをかけ、擾乱活動の変動を調べたところ、7月4~8日にかけて、フィリピン付近において強い南西向き上向きの波活動度 flux が確認された(図1)。この期間は、台風8号が北西に移動している期間と対応し、両者が影響しあっていたと考えられる(図2)。

### 4. 議論と今後の課題

本研究ではYMCキャンペーン中(2018年7月)のフィリピン付近、上部対流圏に見られた南西に伝播する擾乱活動を解析した。この擾乱は北緯20度、東経120-160度の領域で頻繁に存在しており、オゾン等大気微量成分の空間分布に影響を与えていたと考えられる。今後は2018年6~8月にフィリピン付近を通過する台風と南西向きに伝播する波の関係を調べ、それらに伴う物質輸送を推定する。これらを通じて、波が駆動する力学的物質輸送の解析手法の開発を目指す。

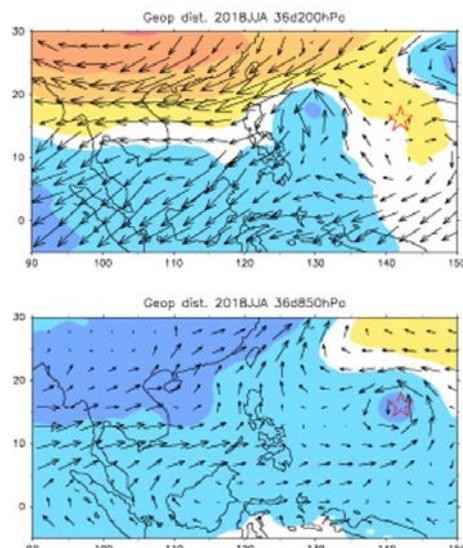


図2：2018年7月6日の200hPa(上)と850hPa(下)におけるジオポテンシャル擾乱(カラー)と水平風速(矢印)の水平断面。☆印は台風8号の中心位置を表す。

# スペクトル型積雲対流スキームが熱帯低気圧の再現性に及ぼす影響

\*馬場 雄也（海洋研究開発機構）

## 1. はじめに

大気大循環モデルに含まれる物理過程のうち、最も大きな不確実性を持つのは雲に関するモデルであることが知られている。低解像度モデルでは積雲対流スキームの使用が必須であり、不確実性を低減し、再現性を向上させるために、これまで様々な改良が試みられてきた。その一つとして著者は雲解像モデルを応用してスペクトル型積雲対流スキームを開発し、全球規模の気候場、熱帯での経年変動、季節内変動の再現性が向上することを示した[1,2]。しかし、より細かいスケールで起こる熱帯低気圧の再現性については不明なままであった。そこで、全球規模や比較的長い時間スケールでの変動をうまく再現したこのスキームが、熱帯低気圧の再現性に及ぼす影響を検証することを目的として、本研究では検証実験を実施した。

## 2. 実験設定および結果

使用した大気大循環モデルは AFES ver.4 である[3]。実験設定は AMIP 実験に従う。先の研究では非常に粗い解像度を用いていたため[2]、熱帯低気圧の活動をより正確に捉えるため、T119 へ解像度を変更した。本来はさらに高い解像度が必要であるが、この解像度でも年平均、経年変動をうまく捉えることができるとされるため[4]、本研究ではこれよりさらに高い解像度は採用しない。スペクトル型積雲対流スキーム（以下新スキーム）の特性を比較するため、AFES の積雲対流スキームであるエマニエルスキーム（以下旧スキーム）と比較を行った。積分時間は 1982 年 1 月から 10 年間とし、初期値の不確実性を低減するため、アンサンブル数を 3 とした。熱帯低気圧の解析では既往研究で用いられている検出方法を利用し、発生と軌跡を追跡した。加えて、熱帯低気圧の解析で潜在的発生率を見積もる指標として提案されている Genesis Potential Index (GPI) [5] も合わせて算出し解析を行った。

解析の結果、両スキームは定性的には観測から得られる熱帯低気圧の発生頻度、軌跡密度を再現するが、新スキームの方が定量的に観測に近い傾向を示すことが分かった。モデル結果は GPI を観測に比べて過剰に見

積もるが、これは潜在的な発生強度を過剰に見積もる傾向に由来していた。これについても新スキームはモデルバイアスを改善することで過剰な見積もりを抑制することができていた。熱帯低気圧の経年変動、季節内変動応答を調べると、エルニーニョ（ラニーニャ）に過剰に応答する旧スキームに比べて、新スキームはより適切な熱帯低気圧の応答を再現していた（図 1）。季節内変動においても、マッデン・ジュリアン振動をよく表現する新スキームがうまく変動への応答を再現することができていることが分かった。

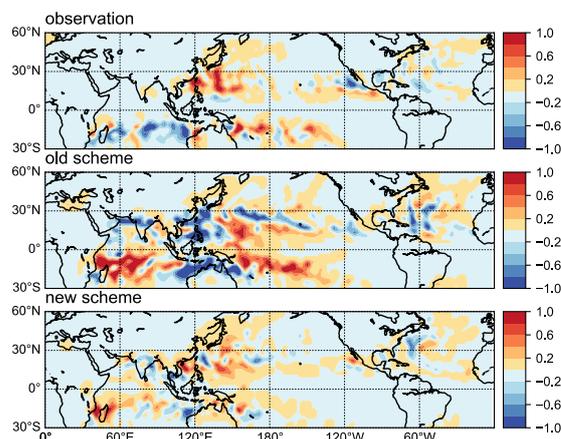


図 1：熱帯低気圧軌道密度のエルニーニョ応答

## 3. まとめ

スペクトル型積雲対流スキーム（新スキーム）が熱帯低気圧の再現性に及ぼす影響を調べた。新スキームはモデルバイアスを低減することで、熱帯低気圧の発生頻度、軌跡密度の再現性を向上させ、熱帯低気圧の熱帯変動応答の再現性も向上させることが分かった。

### 参考文献

- [1] Baba, Y., *Clim. Dyn.*, Vol.52 (2019), 309-334.
- [2] Baba, Y., *Atmos. Res.*, Vol.233 (2020), 104707.
- [3] Kuwano-Yoshida, A., et al. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol.136 (2010), 1583-1597.
- [4] Strachan, J., *J. Clim.*, Vol.26 (2013), 133-152.
- [5] Camargo, S. J., et al., *Tellus*, Vol.59A (2007), 428-443.

# 気象予報 (WF)

# 浮動小数点演算誤差を利用したアンサンブル予測

\*山浦 剛<sup>1,2</sup>

(<sup>1</sup>理研計算科学研究センター, <sup>2</sup>神戸大都市安全研究センター)

## 1. はじめに

昨今の計算機の進化は凄まじいが、気象モデル計算においては高解像度化、物理スキームの精緻化、アンサンブル予測実験等、計算機に要求する演算コストは増大する一方であり、未だ計算機の演算性能は十分とは言えない。演算コストと演算精度はトレードオフの関係にあり、演算コストを下げるには、演算結果の精度をある程度犠牲にする必要がある (e.g., Palem 2003)。浮動小数点演算誤差 (FPN 誤差) を算出することそのものにランダム性はないが、FPN 誤差を確率的な変数として扱うことで演算誤差の影響を評価することができる (Yamaura et al. 2019)。FPN 誤差は数値計算を計算機上で実行するうえで完全に避けることはできない問題であり、気象モデルの実装や最適化によって誤差の大きさは変わり得るものの、可変精度浮動小数点数を用いればある程度調整が可能な要素である。本研究は、FPN 誤差の“確率的な変数のように扱える”という性質を利用してアンサンブル予測実験に応用し、既存のアンサンブル予測と比べての利点・欠点を明らかにする。

## 2. 浮動小数点演算誤差

FPN 誤差を理論的に表現するために、計算誤差が次のように表現されると仮定する。

$$p = p^{(0)} + p^{(\varepsilon)}$$

ここで  $p$  はモデルの予報変数であり、浮動小数点数で表現される。 $p^{(0)}$  は真値であり、実数で表現される。FPN 誤差は  $p^{(\varepsilon)}$  として表現され、真値同様、実数で表現される。これを図で表すと、図1のように示される。この  $p^{(\varepsilon)}$  がどのように時間変化するかを考える。ただし、 $p^{(\varepsilon)}$  は計算機上で直接表現することはできないので、次のような近似を考える。

$$p^{(L)} - p^{(H)} = p^{(\varepsilon_L)} - p^{(\varepsilon_H)} \equiv p^{(\delta)}$$

ここで  $p^{(L)}$ ,  $p^{(H)}$  はそれぞれ低精度、高精度 FPN であり、 $p^{(\varepsilon_L)}$ ,  $p^{(\varepsilon_H)}$  はそれぞれ低精度、高精度の FPN 誤差である。 $p^{(\delta)}$  は  $p^{(\varepsilon_L)}$ ,  $p^{(\varepsilon_H)}$  の差を示す。低精度 FPN よりも十分に高精度の FPN の表現が良い場合、即ち  $p^{(\varepsilon_H)}$  が十分に小さい場合、 $p^{(\varepsilon_L)} \approx p^{(\delta)}$  というように近似できる (Yamaura et al. 2019)。このようにして、FPN 誤差を近似的に得ることができる。本研究では IEEE754 の演算手法をソフトウェア的にエミュレートし、可変精度浮動小数点数の演算を可能なようにしてある。そのためマシンイプシロン  $E$  の大きさを任意に調整することができ、次のアンサンブルメンバの作成において単精度・倍精度といった IEEE754 の規定を越えて操作することができる。

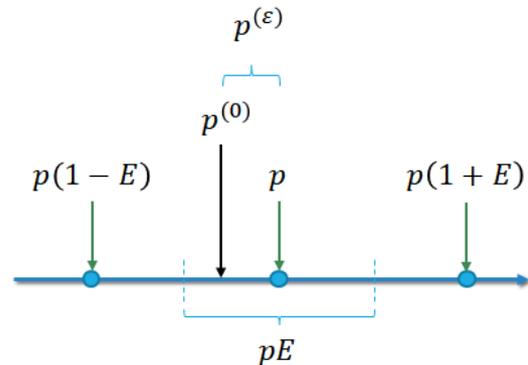


図1: IEEE754における浮動小数点演算誤差の概念図。ここでモデル変数  $p$  は浮動小数点数、真値  $p^{(0)}$  および演算誤差  $p^{(\varepsilon)}$  は実数。 $E$  はマシンイプシロンを表す。

## 3. アンサンブルメンバ作成

FPN 誤差を利用したアンサンブルメンバの作成については、大きく分けて二つの方法が考えられる。

1. 初期値作成時に FPN 誤差を挿入
2. 計算実行時に FPN 誤差を挿入

1の方法はシンプルで、初期値に図1のような演算誤差を挿入する。誤差は切り上げと切り捨てで正負2つの誤差を作ることができ、最高精度の初期値による実験結果を基準として、アンサンブルメンバを作成することができる。メンバの数は、倍精度浮動小数点数を最高精度としても、半精度浮動小数点数以下に精度を下げると  $40 \times 2$  (切り上げ・切り捨て) 程度のメンバを作成することができる。この手法は従来のアンサンブルメンバの作成手法と比較可能なものであり、FPN 誤差によるアンサンブルメンバの性質を議論する上で有用と考えられる。1の手法の利点は、従来の手法のように初期値作成のための演算をする必要がなく、瞬時にアンサンブルメンバを確保できるという点にある。次に、2の方法は従来のアンサンブルメンバ作成手法とは全く異なり、同一の初期値からアンサンブル予測実験を行う手法である。FPN 誤差は計算実行中にも発生するので、その誤差の大きさを調整した実験を複数実行することで、自動的にアンサンブル予測を行うことが可能となる。この手法は従来の手法では行うことのできないアンサンブル予測実験であり、性能の比較は行えない。

## 4. 結果

本研究の結果については大会当日に報告する。

謝辞：本研究の実施にあたり、RIKEN Incentive Research Projects 2019によるサポートを受けています。

# アンサンブルカルマンフィルタと組み合わせた 深層学習によるデータ同化（第2報）

\*露木 義（気象研究所），田村亮祐（京都大学生存研究所）

## 1. はじめに

本研究の目的は、非ガウスシステムに対するデータ同化法として、アンサンブルカルマンフィルタ（EnKF）に深層学習によるデータ同化を局所的に埋め込む方法の有効性を明らかにすることである。学習には数値シミュレーションを用いることを想定している。

第1報（本大会の田村・露木）ではこの方法を Lorenz-63 モデルに適用して、非ガウス性が大きいアンサンブルサイズが小さいときには、EnKF より高精度であることを示した。今回は同じモデルで、予報アンサンブルの共分散に関する情報の利用や、観測データの分布が変動する場合の扱いなどについて検討した。

## 2. 方法

観測データが少ないときは予報誤差共分散の情報が必須であるが、深層学習の入力ユニットを大幅に増やすことは現実的ではない。そこで、予報値と観測データだけでなく EnKF の解析値も入力することにより、共分散に関する部分的な情報を利用できるようにした。

また、深層学習で想定した観測データが存在しない場合は、何らかの方法でそれを補う必要がある。これは、推定だけでなく学習の際も同様である。変分法やカルマンフィルタでは、存在しない観測データを解析値から作成して元の観測データとともに同化しても、得られる解析値は元の解析値と同じになる。そこで、存在しない観測データは EnKF の解析値から作成することにした。

## 3. 実験の設定

第1報のデータ同化実験との違いは、入力層に EnKF の解析値 3 ユニットを追加し、観測データを 1~2 ユニットに減らしたこと、中間層を半減して 12 ユニット 5 層にしたこと、学習と推定にはすべてのアンサンブルメンバーを用い、アンサンブル平均値を解析値としたこと、学習データの標本数を  $2000 \times$  アンサンブルサイズにしたことなどである。さらに今回の実験では学習の繰り返しはせず、予報スプレッドが小さい場合は EnKF の解析値のままにする方

法を採用した。深層学習には PyTorch を用いた。

## 4. 実験の結果

図1に、追加入力が EnKF の解析値または予報分散値の場合について、観測データの種類・時間間隔・アンサンブルサイズを変えて、解析値の RMSE を 2000 個の独立データで比較した。図2には、存在しない観測データを EnKF の解析値または予報値から作成する方法について、観測データの種類を時間的にランダムに変動させて解析値の RMSE を比較した。ともに今回の方法が有効であることを示している。

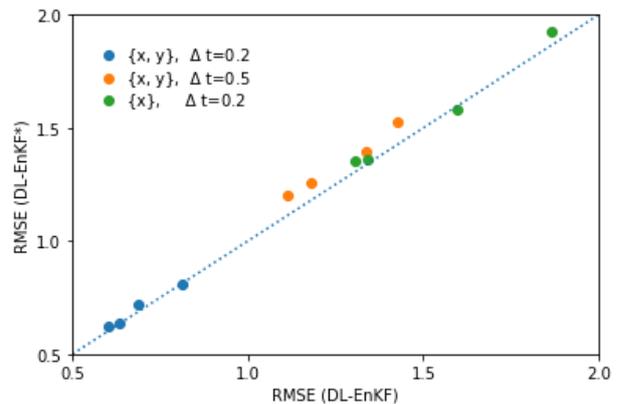


図1. 入力層に EnKF の解析値を追加する場合 (DL-EnKF) と、予報値の分散の対数を追加する場合 (DL-EnKF\*) の解析値の RMSE の比較。

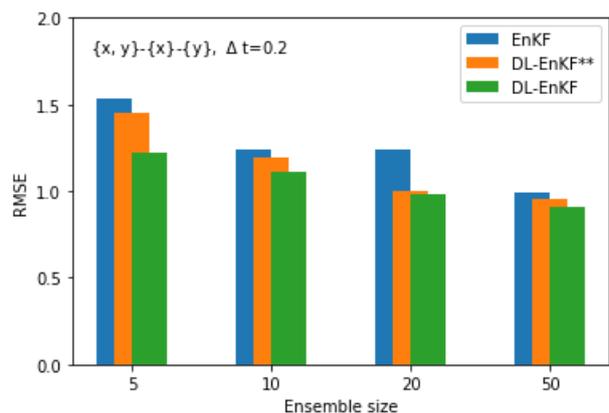


図2. 存在しない観測データを EnKF の解析値から作成する方法 (DL-EnKF) と、予報値から作成する方法 (DL-EnKF\*\*) による解析値の RMSE の比較。

本研究は、文部科学省「富岳」成果創出加速プログラム「防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気環境予測」の一環として実施されたものです。

## SCALE-LETKF による 30 秒更新 30 分予報のリアルタイム実験

\*<sup>1</sup> 本田匠,<sup>1</sup> 雨宮新,<sup>1</sup> 大塚成徳,<sup>2</sup> Guo-Yuan Lien,<sup>1</sup> James Taylor,<sup>1</sup> 前島康光,<sup>1</sup> 西澤誠也,  
<sup>1</sup> 山浦剛,<sup>1</sup> 末木健太,<sup>1</sup> 富田浩文,<sup>3</sup> 佐藤晋介,<sup>1</sup> 石川裕,<sup>4</sup> 小池佳奈,<sup>4</sup> 星絵理香,<sup>1</sup> 三好建正  
<sup>1</sup> 理研計算科学、<sup>2</sup> 台湾中央気象局、<sup>3</sup> 情報通信研究機構、<sup>4</sup> エムティーアイ

## 1. はじめに

急速に発達する積乱雲に伴う局所的な豪雨は、ときおり甚大な被害をもたらす。そのような降水の高精度な数値天気予報を十分なリードタイムで得るためには、積乱雲の時間発展を詳細に捉えた観測データを同化し、高精度な初期値を得ることが不可欠である。

我々はこれまで、次世代気象レーダーであるフェーズドアレイ気象レーダー(PAWR, Yoshikawa et al. 2013; Ushio et al. 2015)による”観測ビッグデータ”を同化する、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF, Hunt et al. 2007; Miyoshi and Yamane 2007)に基づく領域アンサンブルデータ同化システム SCALE-LETKF を開発してきた(Miyoshi et al. 2016; Lien et al. 2017)。本システムでは、大阪大学に設置された PAWR による観測ビッグデータを 30 秒ごとに同化するため、積乱雲の発達の様相を捉え得る高解像度な領域数値天気予報モデル SCALE-RM(Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015)による 30 秒アンサンブル予報と解析、PAWR の空間内挿等のデータ処理も含め、この全てを 30 秒以内に実行することを京コンピュータの約 90%を使用した大規模並列によって達成した。しかし、開発したシステムは境界値や観測データが既に入手された状態を仮定し、なおかつ延長予報は別ジョブとしてオフラインで行う必要があった。

本研究では、実際の PAWR データをリアルタイムで同化し、なおかつ 30 秒ごとに 30 分の延長予報を行えるように、SCALE-LETKF を拡張したトータルなリアルタイム予報システムを構築する。内閣府 SIP のもとで開発されたさいたま MP-PAWR(Takahashi et al. 2019)の観測データを用い、首都圏を対象とする。計算領域を 4 重にネストし (1-way ネスト)、PAWR の同化を行う内側領域 (図の D4) の境界値をリアルタイムで提供するワークフローを構成する。開発したシステムの動作を、2019 年夏の事例に加え、2020 年夏に東京大学情報基盤センターの Oakforest-PACS の一部を専有利用して行う予定のリアルタイム実験によって検証する。

## 2. リアルタイムワークフローの開発

図は、SCALE-LETKF システムのワークフローを示す。本システムは、米国環境予測センター(NCEP)の従

来型観測 PREPBUFR のみを同化する 18-km mesh の領域 D1 とその解析値からダウンスケーリング予報を行う 6-km mesh の領域 D2 と 1.5-km mesh の領域 D3、埼玉大学設置の PAWR 観測を同化する 500-m mesh の領域 D4 の 4 つで構成される。領域 D4 は都心を含む関東平野をカバーし、埼玉大学に設置された MP-PAWR の観測データを同化する。すべての領域において、アンサンブル数は 50 である。領域 D1 は Lien et al. (2017)の準リアルタイムシステムと同様に、NCEP の全球予報システム(GFS)の解析・予報データを境界値とする。NCEP からのデータ取得は実時刻よりも遅れるため、領域 D1 と D2 の 18 時間延長予報を行うことで実時刻よりも先の初期値と境界値を得る。その後、18 時間のうちの後半 7 時間について領域 D3 のダウンスケーリング予報を行い、領域 D4 の境界値を得る。これらの過程は複数のジョブへ分割し、bash スクリプトによって逐次的に実行される。

領域 D4 の解析サイクルと延長予報は単一のジョブとして実行する。計算速度の向上のため、SCALE と LETKF 間の第一推定値と解析値のデータ転送は全てメモリ上で行う。領域 D4 に使用する MPI プロセスは、予報・解析サイクルと延長予報へそれぞれ振り分けられており、互いに独立に計算を行う。PAWR 観測のデータは、埼玉大学に設置されたサーバを介し、理化学研究所で開発されている Just-In-Time Data Transfer (JIT-DT)によってリアルタイム転送される。観測データの内挿や山岳による遮蔽その他の品質管理(QC)はジョブ内で行う。予報結果は MTI のアプリでリアルタイムに配信する。検証の結果は発表当日に述べる。

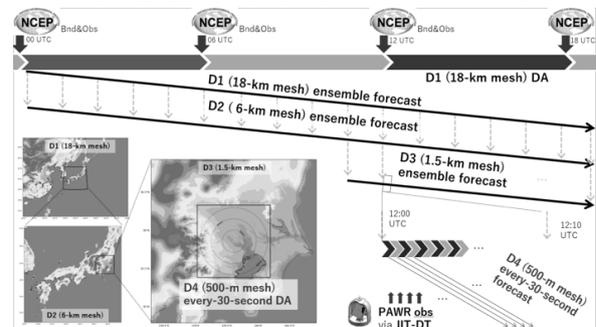


図: 開発したリアルタイム SCALE-LETKF システムのワークフロー。左下は計算領域、そのほかは計算の実行やデータ転送を示す。

## 機械学習を用いたモデルバイアス補正：Lorenz96 モデル実験（続報）

\*雨宮 新（理研計算科学）, Shlok Mohta（東大院工）, 三好建正（理研計算科学）

## 1. はじめに

予報モデルの系統的バイアス補正は重要な課題であり、データ同化を用いたモデルバイアス推定手法が研究されてきた。現在用いられている手法の多くは、モデルバイアスの状態変数への依存性に単純な関数形を仮定し、補正項を定数もしくは多項式のような基底関数の重ね合わせで表現している[1,2]。一方で、近年では機械学習によるデータ駆動型モデリングの研究が進展し、未知のプロセスに基づく状態の時間発展をデータのみから推定する手法への注目が高まっている。この研究では機械学習の手法を応用することで、バイアスの非線形性や複雑さが未知であるような状況に有用な、データ同化を通したバイアス補正の手法を考える。

本研究では機械学習の手法として Long-Short term memory(LSTM)を採用し、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)によるデータ同化を通したバイアス補正に応用する。特に、モデルバイアスが現在時刻のみならず過去の時系列に非線形的に依存するような状況で LSTM が有効であると期待できるため、そのような状況を考慮する。

## 2. 実験設定

手法の有効性を検証するための問題として、不完全モデルによる観測システムシミュレーション実験（双子実験）を行う。Lorenz96 モデル[3]にバイアス項を加えたモデルを「真のモデル」として観測を生成し、このバイアス項を含まないモデル（真のモデルとは異なる不完全モデル）を用いてデータ同化を行う。バイアス項として、様々な非線形の関数を加える実験と、複スケールの Lorenz96 モデルのフィードバック項[3,4,5]を用いる実験を行った。

## 3. バイアス補正の手法

本研究では、バイアス補正をしない場合の実験を行い、その解析値と第一推定値のデータを使ってバイアス補正項を推定する静的(オフライン)な手法を用いた。バイアス補正項の推定に、最大 5 個の過去の第一推定値を入力に含める LSTM を適用した。また、比較対象として、現在時刻のみの関数として非線形の回帰を行うニューラルネットワークと、4 次の多項式回帰、線形

回帰による補正をそれぞれ行った。これらの補正項の計算においては、いずれも入力変数に周囲 5 点のみを用いる空間局所化を適用した。

## 4. 実験結果

様々な関数形のバイアスの場合において、LSTM によるバイアス補正が他の手法に比べて高精度な解析値を実現し、また推定したバイアス補正項を用いた延長予報により予報精度が向上した。例として、複スケールで非局所的な相互作用を含む“shear-Lorenz96”[5]モデルを用いた実験の結果を図 1 に示す。LSTM の利用によって解析誤差のみならず、延長予報の誤差成長も抑制されている。

## 5. 展望

今後はデータ同化を通した動的なバイアス補正項の更新と、それに伴う観測演算子や観測誤差の扱いについてさらなる検討を行う予定である。

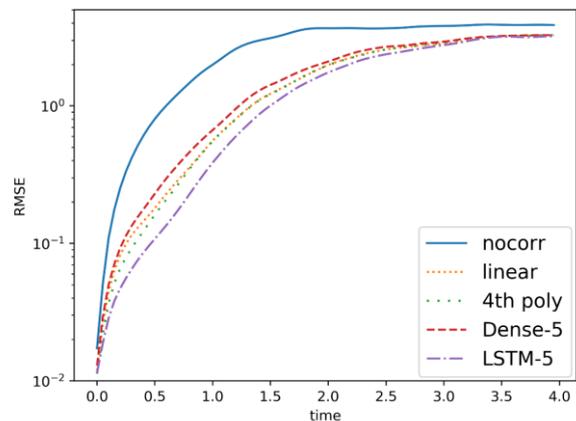


図 1 100 個の異なる初期値からの予報についての RMSE の平均。凡例は上から順に補正なし、1 次の線形回帰、4 次の多項式回帰、ニューラルネットワーク、LSTM の結果に対応する。

## 参考文献

- [1] Dee and Da Silva (1998)
- [2] Danforth et al. (2007)
- [3] Lorenz (1996)
- [4] Wilks (2005)
- [5] Pulido et al. (2016)

# NHM-LETKF への SPUC の導入

\* 澤田謙<sup>1</sup>, 松信匠<sup>2</sup>, 川畑拓矢<sup>1</sup>, 瀬古弘<sup>1</sup>, 清野直子<sup>1</sup>  
(1: 気象研究所, 2: 筑波大学)

## 1 はじめに

気象予測の精度向上のためには、観測網の充実と数値予報モデルの精緻化、および、それらをつなぐデータ同化手法の高度化が重要である。特に、関東平野の雷雨予測に関しては、環境省大気汚染物質広域監視システム（通称「そらまめ君」）等のこれまでデータ同化に利用されていない高頻度・高密度な地上観測データを利用することによる予測精度の向上が期待されている。地上観測データを有効に利用するためには、都市特有のヒートアイランド効果などを精度よく表現できるモデルの導入が必要である。そのようなモデルが導入できれば、観測値とのバイアスを小さくするとともに、より多くの観測データを同化することができると考えられる。

本報告では、高頻度・高密度な地上観測データを効果的に利用するための同化手法の開発の第一段階として、都市モデルをアンサンブルカルマンフィルターを用いた同化システムに組み込むことによる都市部やその周辺における気象場への影響について報告する。

## 2 実験システム

実験システムとして、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) に基づく局所アンサンブル変換カルマンフィルター法による領域メソスケールの同化システム (NHM-LETKF) に、都市効果として単層キャノピーモデル (SPUC; Aoyagi and Seino 2011) を採用した SPUC-NHM を導入したものをを用いた。SPUC の効果として、都市部の夕方 (15-18 時) を中心に大気下層が昇温して混合層が発達すること、それらに伴う大気中層の水蒸気量が増加すること、その反面、午前中は地表温度の上昇が遅れ気味となることが知られている。

本報告の計算領域は、関東地方周辺 (図 1) で、水平解像度は 2km、格子数は 200×200×50 とした。NHM-LETKF については、メンバー数は 51、解析時間間隔は 3 時間のサイクル実験システムとした。初期値・境界値は解像度 20km 相当の全球予報値から作成した。

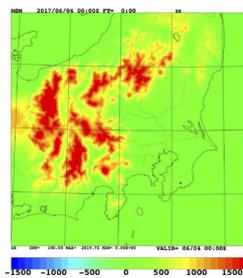


図 1: 解析予報領域

実験対象は、2017 年 8 月 30 日の秋雨前線南下時に関東地方に発生した短時間の大雨 (東京都練馬区付近で記録的短時間大雨情報) で、大雨のおおよそ 1 日半前の 29 日 00 時 (JST) からサイクル解析を開始した。

## 3 実験結果

ここでは、従来の NHM-LETKF による実験を Ctrl、SPUC を導入した NHM-LETKF による実験を Test と呼ぶ。SPUC 導入の効果として期待されたように、解析値において、都市部で夜間にピークを持つ地上気温の Ctrl に対する昇温傾向が確認された (図 2)。これらの地上気温を、関東地方において密な観測網を持つ「そらまめ君」の地上気温データと比較したところ、Test では夕方から夜を中心に Ctrl よりも良い一致が見られた。

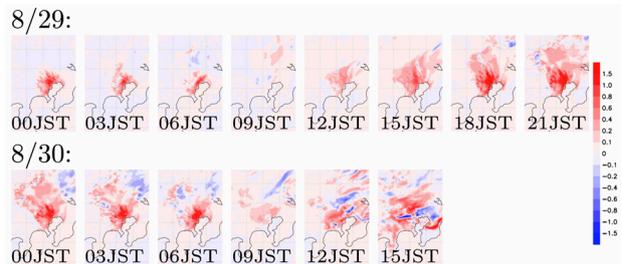


図 2: 解析値における地上気温の差 [K] (Test-Ctrl)。

30 日 15 時 (JST) 解析では、Test では南からの暖湿気の流入や、都市部での大気下層の暖気の状態に加えて、茨城県南部から千葉県に見られる北東風による寒気移流 (図 2) も精度良く解析されており、その結果、20 [mm/3h] 以上の降水域の拡がり観測 (解析雨量) により近づいたと考えられる (図 3)。

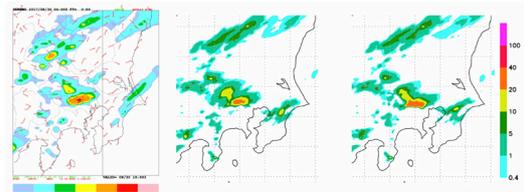


図 3: 30 日 15 時 (JST) における前 3 時間降水量 [mm/3h]: 左) 解析雨量, 中央) Ctrl, 右) Test。

## 4 まとめ・今後

データ同化システム NHM-LETKF への都市モデル SPUC の導入により、実況に即した大気下層の気温場を解析できるようになり、関東平野の雷雨の降水表現の向上に寄与する可能性があることが確認できた。引き続き、高頻度・高密度な地上観測データの効果的な利用に向けたデータ同化手法の開発について、利用する観測値の精度・特性を考慮しつつ、研究を進めていきたい。

## 5 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP 19K23468, および、17H02962 の助成を受けています。

## 雷光観測の全球同化（序）

石橋俊之（気象研究所 気象観測研究部）

### 1. 研究背景と目的

全球数値天気予報の精度向上のためには、データ同化による初期値作成の精度向上が不可欠であり、そのためにはより多くの観測をより高度に同化する必要がある。雷光観測はそのための新しい観測情報として研究が進められている。雷光観測は積乱雲深層の情報をもつ貴重な観測である。衛星からの雷光観測は1990年代から継続的に実施されており、地上観測網と相補的な観測が維持されている。第3世代の静止気象衛星には雷光センサが搭載され、高い時空間分解能と広い観測領域を有する。一方、雷光観測のデータ同化によって全球数値天気予報の解析場や予報場の精度を改善するためには、観測演算子の非線形性へ対応、モデルの凝結物質の表現精度の改善、誤差情報の精緻化等、現在の全球数値予報システムの殆どの主要研究課題への取り組みが必要となる難しい問題である。特に全球NWPのデータ同化では、積乱雲群の時空間帯域だけでなく、モデルが解像可能な全ての時空間帯域で整合的な（物理的な）場を生成する必要がある。

本研究では、雷光観測同化の先行研究をレビューしながら、雷光観測や観測演算子について整理したのち、雷光の前方計算等の初期結果を検討し、雷光観測同化による全球NWPの精度改善の可能性を考察する。本研究は観測情報拡充の一環として行っており、関連研究についても適宜触れる。

### 2. 雷光の観測データ

雷光の観測は、地上観測と衛星観測に大別される。地上観測は、主にVLF、LF帯で雷光放電の電磁波を観測する。電離圏によって、数千kmの範囲での観測も可能である。VHF帯の観測ではより詳細な3次元情報が得られる。主に対地放電（CG）を観測している。複数の観測網が存在する。衛星観測は、低軌道衛星による雷光の近赤外（777nm）観測として、OTDセンサ（1975-2000）、LISセンサ（TRMM:1997-2015, ISS:観測中）がある。衛星観測では、全放電（CG、IC）を観測している。静止軌道衛星による同様の観測が近年開始された。GLM/GOES-R(16,17)、LI/MTG（計画）。

雷光観測のデータ同化の先行研究（後述）では、これらの観測について、特に区別されずに利用されている。CGとICの性質の違いや3次元観測の利用、静止衛星観測の高い時間分解能等の観測特性の考慮や利用は今後の課題である。

### 3. 雷光の観測演算子、リトリーブ演算子

雷光観測と数値予報モデルの予報場を対応づけるには、リトリーブ演算子や観測演算子が必要である。

#### (a) リトリーブ演算子

リトリーブ演算子は観測量からモデル予報量を推定する演算子である。つまり雷光観測から比湿や加熱率などを推定する。雷光観測からリトリーブされる量としては、対流による加熱率（Alexander et al. 1999; Chang et al. 2001; Pessi and Businger 2009; Mansell et al. 2007）、湿度や温度場（Papadopoulos et al. 2005; Fierro and Reisner 2011, Fierro et al. 2012）、降水フラックス（Hakim et al. 2008）等がある。これらは、既存のデータ同化やナッジングによって、予報に取り込まれる（Fierro et al. 2011 等）。

#### (b) 観測演算子

観測演算子としては、電荷分離機構に基づいて電場計算まで行う詳細なものから、環境場（気温、比湿、降水フラックス等）の関数として表現する簡便なものまで多様な研究がある。雷光密度を凝結物質（雲、雪、霰）の鉛直積算量とCAPEの関数で表現する簡便な演算子（Lopez, 2016）を用いて計算した結果を図に示す。

### 4. 雷光同化に向けた初期結果と今後

発表では、雷光密度の感度場や同化の初期結果の他、雷光観測の全球データ同化の今後の課題についても述べたい。

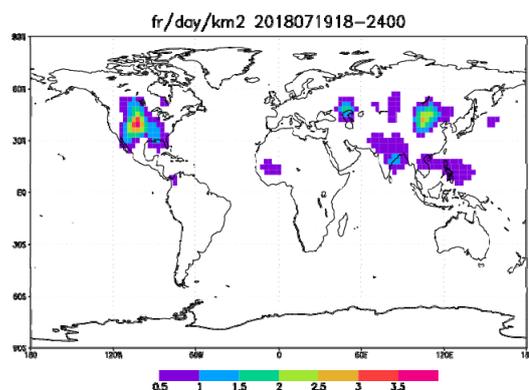


図 Lopez (2016)の観測演算子で計算した雷光密度の6時間予報場 (flashes/km2/day)。気象庁全球NWPシステムの実験システム(MRI-NAPEX)上で計算。

# 深層学習とアンサンブルカルマンフィルタによるデータ同化

\*田村亮祐, 露木義 (気象大学校)

## 1 はじめに

データ同化とは観測値と数値モデルの予報値から解析値を求める最適推定手法であり、数値天気予報では初期値の作成や再解析データの作成に利用される。データ同化で最適な手法として知られる粒子フィルターは他の手法と比較し計算に膨大な時間を要し、実用上利用することが困難である。一方で、アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF) 等の手法はアンサンブル分布のガウス性を仮定しており、非線形モデルのデータ同化に際し、この仮定を完全にみたすことは困難である。

そこで、本研究は深層学習 (DL) をデータ同化に組み込むことでこの点の解決を図る。具体的には、EnKF の予報値を用いた DL のみによるデータ同化と、これを EnKF に組み込んだデータ同化の二つの数値実験を行い、それらの解析値の精度を調べる。

## 2 実験方法

数値モデルに Lorenz 63 モデルを用いて、双子実験を行い、それぞれのデータ同化手法による解析値の精度を比較する。データ同化精度を比較する指標として、解析値の根二乗平均 (RMSE) を用いる。実験は、3 通りの同化間隔 (観測間隔) 0.2, 0.5, 1.0 について行い、非線形・非ガウスの影響を調べる。数値モデルが非線形なので、同化間隔が長いほどアンサンブル分布の非ガウス性が大きくなる。実験を通し観測誤差は 1.0 に設定している。

EnKF の予報値を用いた DL による実験では、EnKF のアンサンブル平均値と観測値を入力し、モデルの真値を教師データとして学習を行う。ここで、EnKF は最適な共分散膨張係数を設定している。RMSE の評価は、学習を行うデータセットとは別の検証データセットで行う。

DL を EnKF に組み込んだデータ同化実験では、EnKF の解析値を DL による解析値で置き換え、EnKF の解析アンサンブルをばらつきをそれに加えることによって、解析アンサンブルを作りデータ同化する。これを DL-EnKF と呼ぶ。本実験では、最初の DL 入力データセットを EnKF により作成し、以降は一つ前の DL-EnKF により作成する。この実験では、図 1 のように DL と DL-EnKF を 5 回繰り返し、その中で得られた

最適な解析値をデータ同化の解析値とする。この実験での EnKF および DL-EnKF は共分散膨張を自動調節するアルゴリズムを用いている。

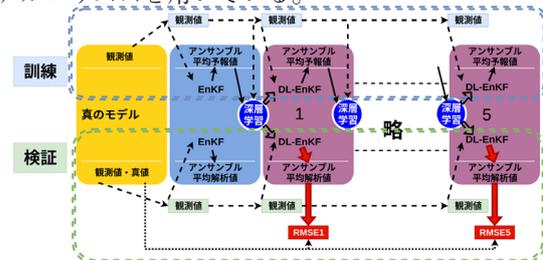


図1 DL-EnKF の概要

## 3 実験結果

DL による実験では、アンサンブルメンバー数が少なく非ガウス性が大きい場合に、DL の解析値は EnKF に比べ優れることが分かった (図略)。

DL-EnKF による実験では、アンサンブルメンバー数が少なくガウス性が大きい場合に、繰り返しによる解析精度の向上がみられた (図 2)。解析値の RMSE を比較すると、アンサンブル数が少なく非ガウス性が高い場合において DL-EnKF の解析精度が高くなることが分かった (図 3)。

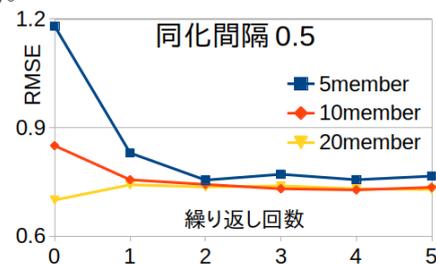


図2 DL-EnKF の繰り返しと解析値の RMSE

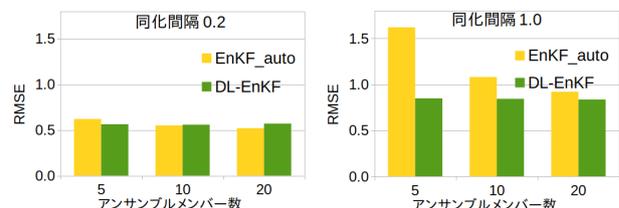


図3 EnKF と最適な DL-EnKF の解析値の RMSE

## 4 まとめ

アンサンブル数が少なく、非ガウス性が大きい場合に EnKF の解析値と比較すると、DL と DL-EnKF の解析値は精度が高くなり、DL をデータ同化に用いるメリットがあると分かった。

# 現業同化システムに準拠したメソ数値予報実験システムを用いた船舶 GNSS の同化実験 (その 2)

\*瀬古 弘, 幾田泰醇, 小司禎教, 堀田大介 (気象研究所)

## 1. はじめに

九州で発生する大雨について, 下層の多量の水蒸気供給が大雨の発生要因として指摘されている。このことは, 大雨の下層インフローの風上側である東シナ海上の水蒸気分布を改善できれば, 大雨の予報精度向上が期待できることを意味している。2020年度春季大会では, 2019年の8月末の長崎・佐賀県に発生した大雨について, 当時の現業同化システムに準拠したメソ数値予報実験システム(データ同化は JNoVA)を用いて, 船舶 GNSS で得られた東シナ海の可降水量を同化し, 大雨の再現が良くなる事例があることを述べた。今回は, 同じメソ数値予報実験システムだけでも, データ同化部分が 2020年3月から気象庁現業で asuca-Var に更新されたものを用いて調べたインパクトを示す。

## 2. 同化実験の設定

用いた同化システムは, 気象研に移植された現業同化システムに準拠したメソ数値予報実験システムで, データ同化部分に現業予報モデル asuca に基づいた asuca-Var (4次元分法)を用いている。前報告で用いたシステムに比べ, もとにした予報モデルの変更に加えて, 動的バイアス補正が組み込まれている点が異なっている。適用事例や観測データ(小司, 2019)は前大会と同じものを用いた。

## 3. 同化実験の結果

下図は 8月27日 12UTC の解析値から予報した FT=6 の結果である。船舶 GNSS データの同化は 25日 00UTC から開始した。観測された 3時間降水量(h)は, 長崎県から発達した降水分布が東西にのび, 3時間降水量の最大値 116mm が観測されている。この時の船舶 GNSS を同化しない解析値からの予報は, 降水域の位置がやや北にずれ て再現されていて, 3時間降水量最大値は 55.9mm であっ

た(a)。それに対し船舶 GNSS を同化すると, 位置はあまり変わらないものの 100mm を超えた降水域(最大 181.6mm) が再現された(b)。同時刻には九州北部の西側の東シナ海に可降水量の大きな領域があり(e, f), 船舶 GNSS を同化した場合としない場合を比べると, 船舶 GNSS を同化した場合の方が降水域の南西側の水蒸気量が大きい状態になっていた(g, 矢印)。これは下層の水蒸気量に反映していて, 高度 975hPa の相当温位でも, 強い降水域の南西側で船舶 GNSS を同化した方が高い状態であった(c, 矢印)。水平風も船舶 GNSS の同化により降水域に吹き込む風速がより大きくなっていった(d, 矢印)。このように船舶 GNSS を同化することによって多量の水蒸気が降水域に供給され, 降水量が増えて観測に近づいたと考えられる。

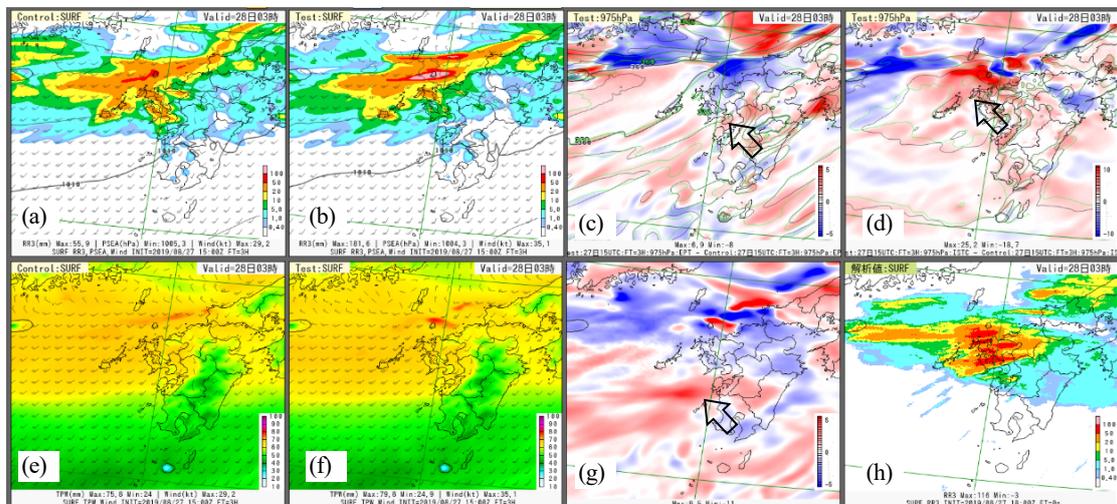
## 4. まとめ

今回の用いた asuca-Var を用いたメソ数値予報実験システムでも船舶 GNSS の可降水量のデータ同化により東シナ海の水蒸気分布が修正され, 長崎・佐賀県に発生した大雨の降水予報が改善する可能性があることを確認できた。今後, 適用する事例数を増やして降水予報の改善に必要な条件の知見を得る。

謝辞: 本研究は, 「ビッグデータ同化と AI によるリアルタイム気象予測の展開」(JST AIP JPMJCR19U2), 戦略的イノベーション創造プログラム「線状降水帯の早期発生及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究」, 文部科学省「富岳」成果創出加速プログラム「防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気環境予測」の支援を受けたものです。

## 参考文献

[1]小司禎教, 船舶搭載 GNSS による東シナ海水蒸気観測実験, 2019年日本気象学会秋季大会, A363



(a) 船舶 GNSS を同化しない場合と (b) 同化する場合の 8月27日 12UTC の FT=6 における 3時間降水量。高度 975hPa の (c) 相当温位と (d) 風速の船舶 GNSS を同化する場合と同化しない場合の差。(e, f) 同時刻の可降水量分布と (g) 可降水量の船舶 GNSS を同化する場合と同化しない場合の差。(h) 観測された同時刻の 3時間降水量。

## 変分法によるドップラー速度のデータ同化：ウェーブレット空間での制御変数の検討

藤田 匡（気象研究所 気象予報研究部）

## 1. はじめに

気象観測技術の向上により観測データの高頻度・高密度化が急速に進み、時間・空間分解能の高い膨大な量の気象の詳細な情報が、リアルタイムに得られるようになってきている。数値予報の初期値作成のためのデータ同化において、高頻度高密度観測の有効な活用は重要な課題である。

現在、高頻度高密度観測データとして気象レーダーのドップラー速度を取り上げ、2020年3月まで気象庁現業メソ解析で用いられていたJNoVA 4D-Var[1]に基づく実験システムにより、変分法によるデータ同化手法の高度化に向けた調査を進めている[2-4]。これまでに、データ同化において高頻度・高密度観測を適切に扱うために重要となる、観測誤差相関の時間空間相関の特性を統計的に調査し、これを4D-Varに組み込んだ。また、観測データの持つ情報を、大気の時間発展に応じてより有効に抽出するため、背景誤差に流れへの依存性を導入したハイブリッド4D-Varを構築した。

ドップラー速度の観測データは、高い分解能により風の詳細な分布構造を与えると同時に、面的な広がりも持って分布しており、観測データの持つ情報の空間スケールは単一ではない。データ同化において、空間スケールに応じた特性の違いを考慮することで、観測データのより有効な活用につながるかと期待される。本稿では、観測データから多様なスケールの情報をより効率的に抽出するために、ハイブリッド4D-Varの流れに依存する背景誤差に関する高度化として、ウェーブレット空間でのアンサンブル制御変数の構成について調査した初期的な結果を報告する。

## 2. ウェーブレット空間でのアンサンブル制御変数の構成

ハイブリッド4D-Varにおいては、背景誤差の流れ依存性をEDAによるアンサンブルから取得している。ここで、アンサンブル各メンバーの摂動には、格子空間で制御変数を割り当てている。このため、アンサンブルによる背景誤差の特性は、位置(格子点)ごとの情報として扱われる。また、局所化も格子空間で一律に与えている。一方、アンサンブル摂動は、様々な空間スケールを持つ多様な現象からの寄与の重ね合わせであり、空間スケールごとに背景誤差の特性(相関構造など)は異なる可能性がある。また、アンサンブルによる背景誤差相関で、局所化が必要となる距離(サンプリングノイズが卓越する距離)も、現象の空間スケールに依存する可能性もある。このため、位置に加えて空間スケールも加味して、アンサンブルによる背景誤差の構造を与えることを試みた。具体的には、アンサンブル摂動の制御変数をウェーブレット空間で構成した。

ウェーブレットとしては、完全正規直交基底をなし、階段型の単純な形の関数で構成されるHaarウェーブレット[5]

を用いた。J段のHaarウェーブレット展開では、場は、「 $2^j$ 点平均」と、「 $2^j$ 点平均- $2^{j+1}$ 点平均」( $j = 0, \dots, J-1$ )で表現される。すなわち、スケールを2倍ずつ増やしつつ、各スケールでの平均と偏差への分離を順次繰り返す。アンサンブル摂動(偽相対湿度=比湿/飽和比湿)の場合にJ=2のウェーブレット変換を適用した例を示す(図1)。(なお、ウェーブレット変換の際のデータ点は2のべき乗個とする必要があるため、変換前に、格子空間での場をx, y方向それぞれ512点となるよう線形内挿した。)図1に示すように、J=2のウェーブレット変換により、摂動は4点で平均した場と、4点平均-2点平均の場、2点平均-1点平均(元データ)の場に分離される。

ウェーブレット空間での制御変数(J=2)をハイブリッド4D-Varに組み込み、札幌レーダー1サイトのドップラー速度を10分間隔で3時間同化した時の、同化ウィンドウ最初の時刻におけるインクリメントの例を示す(図2(a))。局所化距離はウェーブレット最大スケール(j=2)でx方向約160 km, y方向約150 kmとした。従来の格子空間の制御変数で、同程度の局所化距離(150 km)で局所化を適用した結果(図2(b))と比較すると、概ね類似したパターンであるが、ウェーブレット空間(図2(a))での制御変数の場合は、レーダーから離れた細かい変動が減少している(黒実線楕円)。今後さらなる調査が必要であるが、特に観測の分布から遠方のインクリメントでのノイズを緩和する方向に働く可能性がある。(ただし、Haarウェーブレット関数形による矩形パターンが見られる。多くのウェーブレット関数が提唱されており、データ同化に最適なもののさらなる検討が必要である)。ウェーブレット空間による背景誤差共分散や得られたインクリメントの特性や時間発展の調査、データ同化における最適な構成の検討、予測へのインパクトの調査などに今後取り組んでいく予定である。

謝辞

本調査では気象庁予報部数値予報課が開発したメソ数値予報システムの数値解析予報実験システムを用いた。本調査の一部は、JST AIP JPMJCR19U2、JSPS KAKENHI Grant Number JP 19K23467、及び「富岳」成果創出加速プログラム「防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気環境予測」の支援を受けたものである。

参考文献

- [1] Honda et al., 2005, *QJRM*, **131**, 3465-3475.
- [2] 藤田ほか, 2019年度気象学会秋季大会予稿集, A152.
- [3] 藤田ほか, 2020年度気象学会春季大会予稿集, A353.
- [4] 藤田, 2020, 数値予報課報告・別冊第66号, 145-155.
- [5] A. Haar., 1910, Zur theorie der orthogonalen funktionensysteme. *Math. Ann.*, **69**, 331-371.

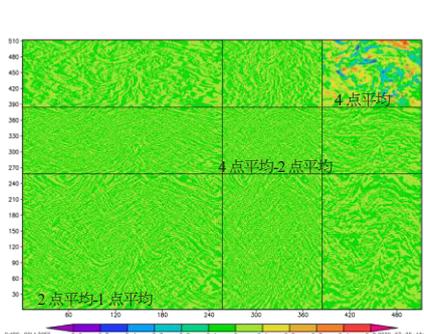


図1: 偽相対湿度のアンサンブル摂動のJ=2ウェーブレット展開。横軸はx方向のウェーブレット空間の座標。1~256: x方向の全512点を2点ずつのスケールで粗視化した自由度、257~384: 4点スケールに対応、385~512: 4点スケールに対応。縦軸は、横軸と同様y方向のウェーブレット空間の座標。

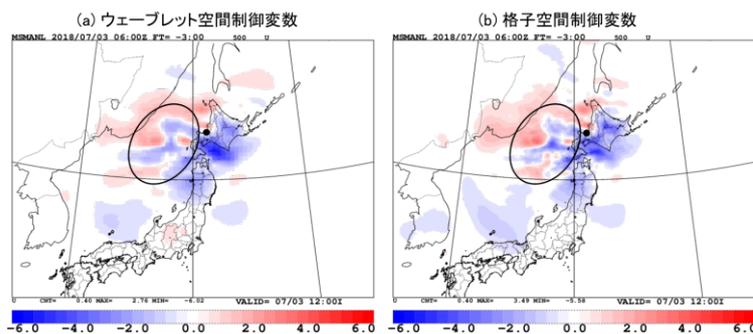


図2: 札幌レーダー1サイトのドップラー速度観測(10分毎3時間)を3時間ウィンドウのハイブリッド4D-Varで同化した際の、500 hPaにおける東西風インクリメント。(a) ウェーブレット空間制御変数(J=2)、ウェーブレットの最大スケールでの局所化おおよそ150~160 km。(b) 格子空間制御変数、局所化150 km。黒点は、札幌レーダーの位置を示す。

降水の混合対数正規 PDF と新しい位置ずれ補正法の all-sky MWI TB の EnVar 同化への導入  
青梨和正・久保田拓志・田島知子(JAXA/EORC)

### 1. はじめに

我々は、all-sky マイクロ波イメージャ(MWI) TB を雲解像モデル(CRM)の降水物理量へより良く同化するため、Aonashi et al (2016)の2スケールNE法を使うEnVarに、ほとんどの地点で適用可能な、降水の非Gaussの確率分布函数(PDF)と、代用PDFを使った新しい位置ずれ補正法を導入した。

今回は、これに基づき、台風1518の事例に適用して、all-sky MWI TBを同化する実験を行なったので報告する。

### 2. 同化スキームの概略

#### (1) 降水の非Gaussの確率分布函数(PDF)

我々は、既存の非正規PDFモデルの多くの事例の降水予報誤差へのfitnessを、Lien et al (2016)のchi-square値を用いて評価した。その結果を基に、混合対数正規分布を降水の予報誤差PDFとして選んだ。この混合対数正規分布を適用するために、EnVarに(降水なし、降水あり)の2つのPDFレジームを導入した。

#### (2) 代用PDFを使った新しい位置ずれ補正法

我々は、降水位置ずれにより観測に対応したPDFレジームがensemble予報から得られない地点で、EnVarに代用PDFを使う手法を開発した。この手法では、代用PDFとして、対象地点の観測と同じレジーム(非降水域、弱雨域、強雨域)に属する周囲の予報誤差PDFの平均を用いた。この平均の水平スケールは、予報誤差の相似性に基づいて決めた。

上記手法の導入が、降水域でのTBo-TBcのバイアスを減らし、正規性を向上させた。このため、本研究のTBバイアス補正は、降水に依らず、全域平均の(TBo-TBc)を用いた。

### 3. 同化実験の結果

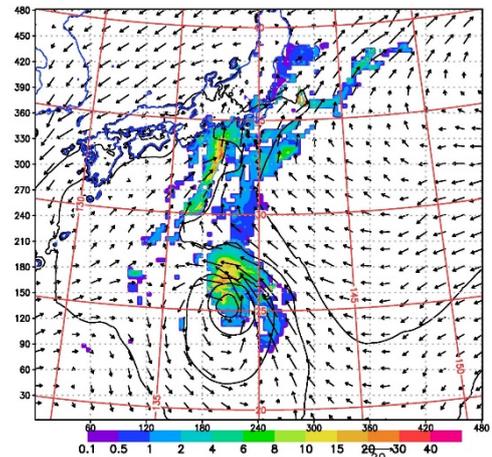
我々は、台風1518の事例で、2015年9月7日00UTC初期のCRMアンサンブル予報を第1推定値として、2015年9月7日14UTCのGPMマイクロ波イメージャ(GMI)観測データを同化する実験を行なった。

その結果、本研究の手法による降水の解析値(図1a)は、従来の正規分布を仮定し、降水に依るTBバイアス補正を行う手法に依る解析値(図1b)に比べて、同時刻のGSMaPリトリバルの降水分布及び強度(図2)に近い解析値を与えた。また、台風周辺では、水物質と共に、地上気圧水平風速の解析値も改変した。降水の混合対数正規分布の導入は、台風周辺などGSMaP強雨域で解析降水量を強め、代用レジームの使用は、解析値の降水の位置ずれ誤差をほぼ解消した。

本研究の手法は、CRMの12時間予報までの前線付近の降水分布を改善し、1日以上台風中心位置や中心気圧の予報を改善した。

謝辞：本研究は、気象研究所とJAXAの共同研究「衛星雲・降水観測データのデータ同化システムの構築に関する研究」及び、JSPS科研費基盤研究C(15K05294)の助成を受けました。

図1: 2015年9月7日14UTCのGMI観測データをCRMに同化して得られた、地上降水強度(mm/hr)、地上気圧(hPa)、高度1500mの水平風速(m/s)の解析値  
(a) 本研究の手法



(b) 従来の手法

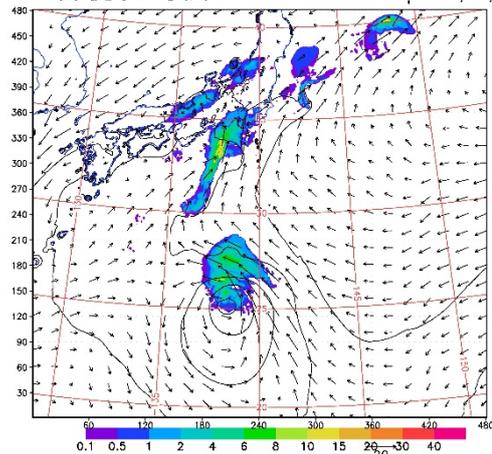
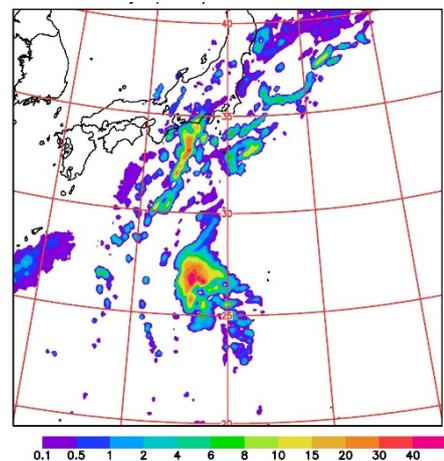


図2: 2015年9月7日14UTCのGSMaP降水強度(mm/h)



## 令和2年7月豪雨に対する船舶 GNSS の同化インパクトと発生要因

\*幾田泰醇, 瀬古弘, 小司禎教 (気象研究所)

## 1. はじめに

2020年7月3日から、熊本県南部や鹿児島県、長崎県や佐賀県などの九州北部、岐阜県や長野県で猛烈な雨が降り、令和2年7月豪雨が発生した。特に九州地方の猛烈な雨について、東シナ海からの多量の水蒸気の供給が発生要因として挙げられている。その一方、船舶に搭載したGNSSにより、海上の可降水量について陸上に匹敵する精度を持っていることが報告されている(Shoji et al., 2017)。この可降水量を同化して数値予報システムの初期値を改善することができれば降水予報が実況と近くなり、さらに実況に近い予報結果を解析することにより豪雨の要因も得ることができる。

ここでは令和2年7月豪雨を対象に、船舶GNSS可降水量を同化し、降水予報に対するインパクトを報告すると共に、豪雨発生 の 要因を議論する。

## 2. データ同化の設定

本報告では、気象研究所に移植した気象庁現業同化システムに準拠したメソNAPEXを用いて船舶GNSSデータを同化した。メソNAPEXの同化システムには、2020年3月に気象庁の現業で更新された新しいシステム asuca-Var (Ikuta et al. 2020) を用いた。データ同化について、現業メソNAPEXと同じ設定の実験をCTL、CTLの同化データに船舶GNSSを加えたものをTESTとした。実験期間は、特に熊本県南部や鹿児島県での猛烈な雨を対象として、2020年7月1日00UTCから7月3日09UTCとし、3時間毎に初期値を作成した。

## 3. 船舶GNSSの同化のインパクトと豪雨の要因

図1は実験期間中に同化された船舶GNSSデータの分布である。熊本県南部や鹿児島県からみて、下層のインフローの上流側にGNSSを搭載した船舶が存在していた。図2は観測—第一推定値(O-B)、観測—解析値(O-A)のヒストグラムで、同化により船舶の位置の可降水量がより観測値に近づいていることとともに、バイアスも小さいことも確認できる。図3は、7月3日21UTC(FT=12)における降水予報、及び可降水量のTESTとCTLの差を示している。CTLは、猛烈な雨が発生した地域に降水の集中が予測できているが、降水量の予測は観測と比べて少なかった。一方、TESTの降水量はCTLより観測に近づいていて改善していることが分かる。TESTの可降水量をみると、CTLと比較して豪雨域の北側で減少、南側で増加していた。

可降水量以外では、南から降水域に吹き込む下層の南西風に注目すると、TESTの薩摩半島の南西側の風速がCTLに比べて5m/sほど強化していた。TESTでは、船舶GNSSの同化によって豪雨域への南からの水蒸気の供給が強化され、降水量が増加して降水予報の改善につながったこと、下層の水蒸気量の供給が豪雨の重要な要因の一つであることがわかる。

## 4. まとめ

船舶GNSSデータを同化して解析予報サイクルを行うことにより、令和2年7月豪雨事例に対する予測精度の改善が得られた。また南からの多量の水蒸気量の供給が豪雨の重要な発生要因であることが確認できた。このように豪雨事例に対する船舶GNSS同化の有用性は、確認されつつある。今後、様々な事例に対するインパクトを確認し船舶GNSS同化技術の確立を図るとともに、より詳しく豪雨の発生要因を調べる。

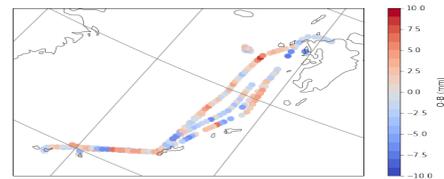


図1 同化した船舶GNSS可降水量のO-B分布

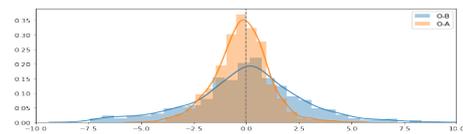


図2 船舶GNSS観測のO-BとO-Aのヒストグラム

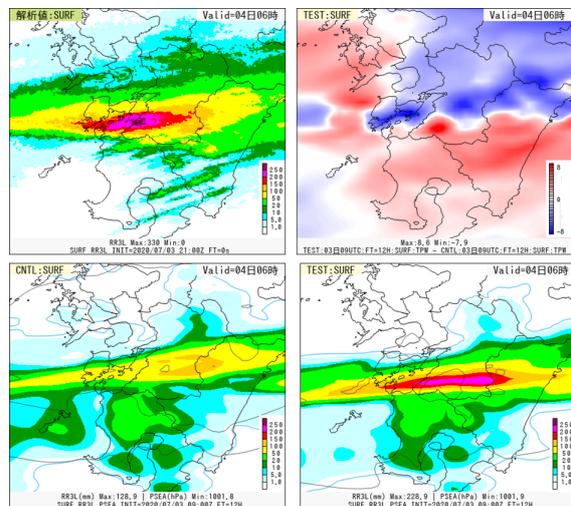


図3 2020年7月3日21UTCにおける(左上)解析雨量。予測時間12時間における(左下)CTL、(右下)TESTの3時間積算降水量及び(右上)可降水量のTESTとCTLの差分。

## 参考文献

- [1] Shoji et al., 2017, Earth Planets Space. 69, 153.  
[2] Ikuta et al., 2020, WGNE Res. Activ. in Earth Sys. Modell., 50.

謝辞:本研究は戦略的イノベーション創造プログラム「国家レジリエンス(防災・減災)の強化」の「線状降水帯の早期発生及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究」、文部科学省「富岳」成果創出加速プログラム「防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気環境予測」、「ビッグデータ同化とAIによるリアルタイム気象予測の新展開」(JST AIP JPMJCR19U2)の支援を受けたものです。

## 集中豪雨予測における風上領域情報のインパクト調査

\*豊岡大地<sup>1</sup>, 川畑拓矢<sup>2</sup>, 田中博<sup>3</sup>

(1:筑波大学大学院, 2:気象研究所気象観測研究部, 3:筑波大学 CCS)

### 1. はじめに

海に囲まれた日本では、梅雨期の豪雨において大気下層の水蒸気がメソ対流系の形成に重要な役割を担っており、海洋上の水蒸気輸送の重要性が指摘されている。また、陸上のみでのデータ同化は海上からの風速が大きい場合、改善された大気場が対象域に長時間とどまることができないために効果は限定的であることから、海洋上の観測データは重要視されている[1]。

本研究では、2018年7月に西日本を中心に記録的な大雨を記録した「平成30年7月豪雨」を研究対象とする。本事例は、南方から東シナ海と太平洋からの湿潤な気流、北方の日本海からの気流が合流し続けたことが原因として挙げられている。集中豪雨における風上領域に当たる海上の既存観測を利用して観測データシステム実験 (Observation System Experiments: OSEs) を行うことで、風上領域観測が豪雨予測の精度にどれほどの影響を与えるかどうかを調べた。

### 2. 実験設定と結果

本稿ではNHM-LETKFシステムを用いた。解析対象時刻は北方と南方のどちらの気流も確認された2018年7月6日である[3]。実験設定では、既存の観測を全て同化した場合(ctrl実験)と風上領域観測を棄却する場合(lack実験)の2通りについて実験を行った。予報解析システムは15kmと5kmで構成し、解析に用いたデータは2018年7月5日18UTCから30時間の延長予測データである。図1a. に7月7日00UTCから高度500mからの24時間後方流跡線解析図を示す。九州北部や中国地方の一部で北からの気流、その他の地域では南からの気流が確認できた。風上領域を北緯35-40°、東経130-135°の北気流ブロックと北緯25-35°、東経130-137.5°の南気流ブロックに分け、これらの領域にある既存観測を除外した観測分布を図1b. に示す。

両者の延長予測の結果を解析雨量と比較した結果を図2に示す。検証領域は中国/四国地方を網羅するように設定した。両者とも降水ピークが解析雨量よりも早めに出ていることが読み取れる。両者のデータ同士を比較すると、09UTC以前は大きな差は見られないが、その後は差が広がっていた。09UTC以降のctrl実験と解析雨量を比較すると、ctrl実験は降水強度の過小

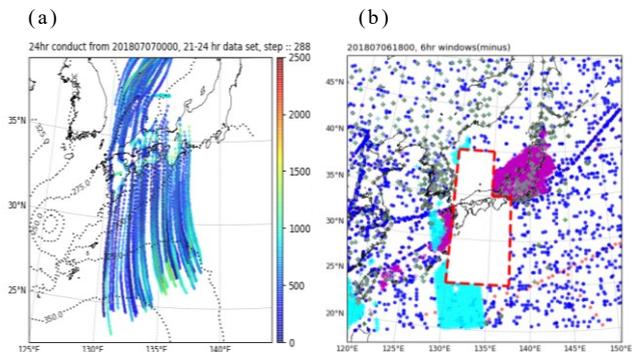


図1: (a) 豪雨帯の空気塊に対して高度500mからの24時間後方流跡線解析図。(b) 2018年6月18日における観測分布。赤い枠は風上領域と判定し、観測を排除した部分。

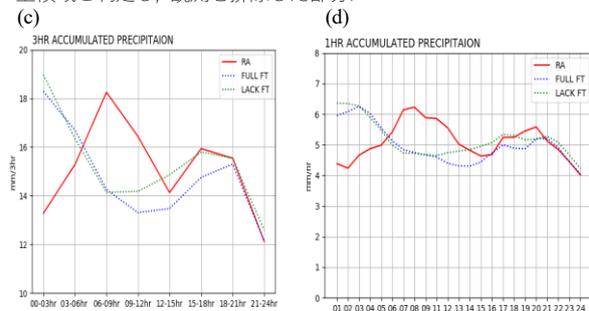


図2: (c) 2018年7月6日豪雨帯における領域平均3時間積算降水量の時間変化。(d) 1時間積算降水量の時間変化。赤線が解析雨量(mm)、青線がctrl実験の降水量(mm)、緑線がlack実験の降水量(mm)。

評価は見られるものの変動は再現ができていた。一方で、lack実験では降水強度の弱さを再現できていない。

### 3. まとめと今後の展望

本研究では風上領域観測を棄却することで、その領域の観測が有意義な情報を持つことを検証していく。しかし、今回の棄却領域は総観規模での風上推定で確かめた場所であり、多くの観測を棄却してしまった。今後はアンサンブルデータ同化システムの利点を活用して、感度領域での棄却領域の選定や棄却領域における水蒸気フラックスと検証領域での降水量との相関を主体として解析を調査していく予定である。

#### 参考文献

- [1] Kato and Aranami, 2005, *SOLA*, **1**, 1-4.
- [2] Kotsuki et al., 2019, *SOLA*, **15A**, 1-7.
- [3] 豊岡ほか, 2019, 日本気象学会2019年度秋季大会予稿集, P441.

## 令和 2 年 7 月豪雨における線状降水帯の確率予測

川畑 拓矢\*, Le Duc (気象研/気象業務支援センター)

## 1. はじめに

令和 2 年 7 月豪雨は甚大な被害をもたらしたが、本稿執筆時点 (7/20) で梅雨前線の活動も収束せず、従って被害の全容も明らかとなっていない。すでに平成 30 年 7 月豪雨の総降水量を超え、死者 77 名と報じられている。今回の一連の豪雨災害は 7/4 未明に発生した球磨川氾濫に端を発しており、本稿ではこの被害をもたらした線状降水帯について、確率的な側面からどのような情報提供が可能であるかを議論したい。

なお、仮に 10%刻みで豪雨に対する確率情報を作成しようとする、数百から千のオーダーでアンサンブルシミュレーションを行う必要がある (スタージェスの法則)。本研究ではスーパーコンピュータ「富岳」を用いた 1000 メンバーによる予測を目指しているが、本稿執筆時点では実験設定の詳細を検討するために、100 メンバーによるアンサンブル実験を実施し、その結果を報告する。

## 2. 手法

システムは、JMANHM を用いた 100 メンバーによる EnVAR であり、水平解像度を 5 km とした。6/29 09 JST より 3 時間ウィンドウで予報・解析サイクルを実行していき、気象庁現業用の観測データのうち、コンベンショナルデータを同化した。ただしアンサンブル平均は毎回、気象庁メソ解析と置き換えている。3 日 21 JST からアンサンブル予報を実施し、コントロール予報の初期値としては、やはりメソ解析を用いている。なおアンサンブル予報は解像度 2 km で実施した。

## 3. 解析結果

球磨川が氾濫する直前の 04 日 03 JST における解析雨

量 (第 1 図左) と、6 時間予報値による 3 時間積算雨量 (第 1 図中) は、それぞれ  $100 \text{ mm } 3\text{h}^{-1}$  の強雨域が人吉市付近に示され、良い予報精度であることが分かる。さらに  $50 \text{ mm } 3\text{h}^{-1}$  の発生確率も、50%以上の領域が同じく人吉市付近に示されており、この強雨予測が信頼できることを表している。

さらにコントロール実験にみられる線状降水帯の西端に着目してみると、人吉市付近と同じような強度の強雨域がみられるが、解析雨量では強雨となっていないし、さらにこの領域に対する確率は 20%程度である。

すなわち、実際に強雨となった領域と、そうでない領域に対する予測降雨強度が同じくらいであるにもかかわらず、予測確率が異なっており、確率予測の有用性が示されている。

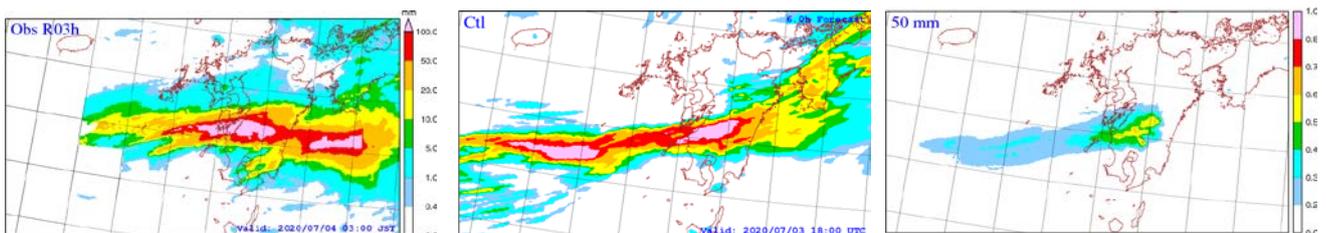
しかし 12 時間予測になると、コントロール予報の降雨強度、確率分布とも観測値からかけ離れてしまい、今後の改善が必要であることも分かった (図略)。

## 4. まとめ

本実験では、この極端な現象に対する予測がどのくらい信頼できるものなのか情報を付加し、その有効性を示した。今後、スーパーコンピュータ「富岳」を用いて 1000 メンバーによる実験を行い、詳細な確率密度分布を示す予定である。さらにこれらの確率分布について、検証を行い、その精度を確認したい。

## 謝辞

本研究は、富岳成果創出加速プログラム「防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気環境予測」および科研費 B「粒子フィルタを用いた積乱雲の発生・発達に関する不確実性の解明」に助成を受けている。



第 1 図 7 月 4 日 03JST に対する (左) 解析雨量による 3 時間積算降水量、(中) コントロール予報、(右)  $50 \text{ mm } \text{h}^{-1}$  を超える確率

## EFSO を用いた稠密地上観測データ同化のインパクト評価

\*前島 康光<sup>1</sup>, 三好 建正<sup>1,2</sup>

(1. 理研・計算科学研究センター, 2. メリーランド大学)

## 1. はじめに

近年、フェーズドアレイ気象レーダーやひまわり8号に代表される高密度な観測データを高頻度で同化する、“ビッグデータ同化”の研究が進められており、局地的豪雨などの予報改善に大きなインパクトがあることが示されている(e.g. Miyoshi et al. 2016, Maejima et al. 2017, Honda et al. 2018)。今後さらにエッジデバイスによる様々な観測ビッグデータの利用が進むと、それに応じた新たなデータ同化手法や関連技術が必要となる。JST・CREST「オンデバイス学習技術の確立と社会実装」(研究代表者: 松谷宏紀, グラント番号 JPMJCR20F2)では、観測データの予報へのインパクトをエッジ上で事前に評価し、予報の改善に貢献する観測データのみを選択的に通信することで、通信にかかる電力コスト等を最適化するスマート観測システムの開発を目指している。

本研究ではその第一段階として、領域データ同化システム SCALE-LETKF(Lien et al. 2017)に、個々の地上観測データの予報へのインパクトを定量的に評価する EFSO (Ensemble Forecast Sensitivity to Observation; Kalnay et al. 2012) を導入する。2015年9月9~10日に発生した「平成27年関東・東北豪雨」における稠密地上観測データ同化実験(Maejima et al. *in prep.*)を対象に、個々の地上観測データの予報へのインパクトを EFSO によって評価する。

## 2. 実験の設定

水平解像度 4km、鉛直 50 層、アンサンブルメンバー数は 50 とし、1 時間ごとのデータ同化サイクルを計算する。CTRL では、1 時間毎に分割した NCEP PREPBUFR のみを、TEST では PREPBUFR に加えて NTT ドコモ環境センサーネットワークの地上観測データのうち、相対湿度、気温、気圧を 1 時間毎に同化した。実験期間は 2015 年 9 月 8 日 0900 JST ~ 2015 年 9 月 11 日 0900 JST である。このうち、はじめの 24 時間(24 同化サイクル)はスピニングアップとして捨て、9 月 8 日 0900 JST 以降の 48 時間(48 同化サイクル)に対して、観測データのインパクトを評価した。

EFSO 値の評価時間はデータ同化サイクルと同じ 1 時間、誤差ノルムは湿潤全エネルギーとし、算出にあたっては Kotsuki et al.(2019)の定式化に従った。

## 3. 結果と今後の課題

まず EFSO 値が正しく計算されているか確かめる

ため、EFSO 値の総和と data denial 実験の結果の散布図を示した(図 1)。両者の差は 4%以内に収まっており、EFSO 値が data denial 実験をよく再現していることが確かめられた。

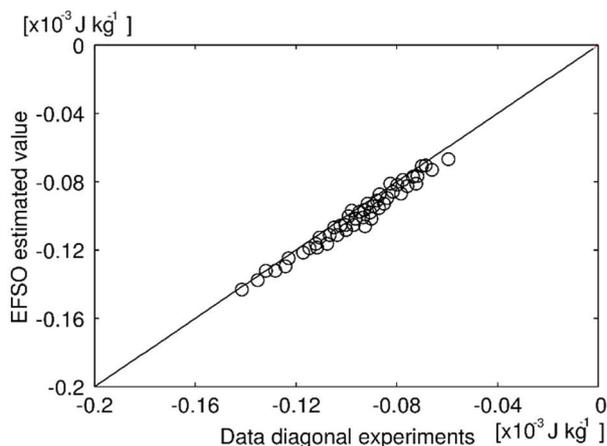


図 1: EFSO 値(縦軸)と Data denial 実験(横軸)の結果の散布図。

次に、豪雨最盛期である 2015 年 9 月 10 日 0000 JST を評価時刻とした各地上観測の EFSO 値を見ると、主に豪雨発生域である関東地方と、豪雨の一因となった台風 18 号の進路にあたる愛知・三重・滋賀の三県付近の地上観測データが予報の改善に寄与していることが示された。発表では、各観測要素や、インフレーション手法の一つである Relaxation to prior spread (RTPS)の有無へのインパクト(Kotsuki et al. 2019)についても議論を行う予定である。

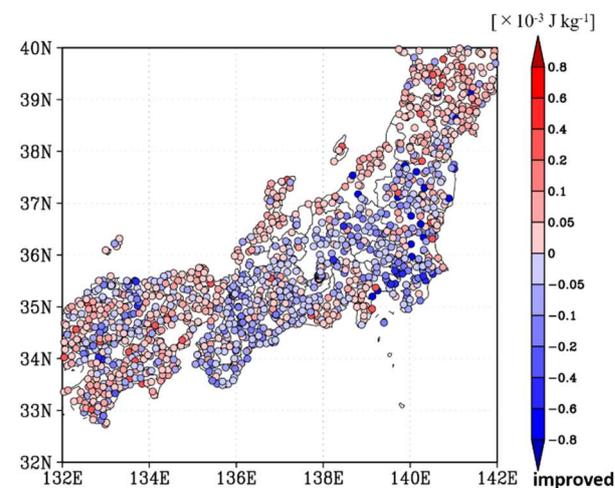


図 2: 2015 年 9 月 10 日 0000 JST を評価時刻とした各地上観測の EFSO 値。値が小さいほど予報を改善に寄与したことを意味する。

## Schmidt変換とRBFを用いた局所細密化移流モデルの開発

小笠原 宏司<sup>1</sup> 榎本 剛<sup>2</sup>

1: 京都大学 理学研究科 2: 京都大学 防災研究所

## はじめに

本研究の目的は、高精度計算が可能な局所細密化手法の開発である。水平離散化に動径基底関数 (RBF, Radial Basis Functions), 決定論的細密化手法としてSchmidt変換を用い、渦の巻き上げ実験で細密化の効果を検証した。

## RBF

RBFは「多次元において節点の位置 $x$ と点での値 $F(x)$ から適切に曲面が表現出来るのか」という質問から研究が始まった基底関数である。節点間の距離のみに依存する特徴がある。補間のために開発された関数であるが偏微分方程式への適用も研究されている[1][2]。

## 局所的細密化

RBFを用いた全球規模の移流モデルは節点数の増加に伴いスペクトル的に誤差が収束することがFlyer and Wright (2007)[1]により示された。また局所的に変化の激しい領域が存在する場合には局所的細密化を用いることにより精度が向上することがFlyer and Lehto (2010)[2]で示された。しかし先行研究[2]の細密化の手法は反復法を用いており、気象モデルで使われるような1万を超える節点数を細密化することには不向きである。よって本研究では決定論的な局所的細密化の手法であるSchmidt変換を採用する。

RBFを用いた移流モデルでは局所的細密化により領域をまたいで解像度が変化する場合に波の分散が起こり、精度が低下するため、RBFを領域ごとに異なる形にする必要がある。そこで本研究では局所的細密化の手法として使っているSchmidt変換の拡大率を用いて領域ごとのRBFの形状を決定した。

## 実験内容

両極にある静止した渦の巻き上げ実験をテストケースとして用いた。このテストケースは経度方向の移流のみを扱ったもので時間が経過するにつれて両極で渦が巻きあがっていくものになる。このテストケースには既知解があり準一様な節点を用いた実験と局所的細密化節点を用いた実験の誤差の比較を行った。計算時間を $t=0\sim 3$ としタイムステップ幅を1/15で統一した。誤差比較は $t=3$ における値で比較している。使用した節点はFully reduced gridであり、数は

1974, 3078, 4358, 6042, 7890, 9840, 12340である。

## 実験結果

誤差比較を図1に示す。局所的細密化による精度の向が先行研究[2]と比較性して一見小さいように見えるが、これはタイムステップ幅を細密化節点の12340点におけるCFL条件を満たす最大値に設定しているため、準一様な節点の実験のほうが条件が良かったためである。

局所的細密化による精度の向上は6048点までは見られ、およそ1/2倍の誤差になった。しかしそれ以降は精度の飽和が見られ精度の向上には至らなかった。これは $t=3$ におけるテストケースの解が緯度方向に対して変化が小さく、高解像度化の効果が上限に来ているからと考える。

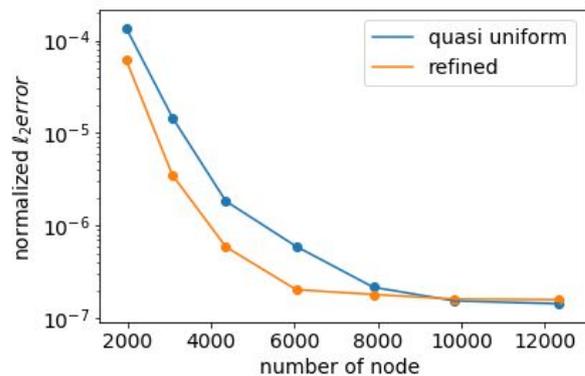


図1: 準一様な節点と細密化節点の誤差比較

縦軸: 正規化  $L_2$  誤差

横軸: 節点数

青: 準一様, 橙: 細密化

## 参考文献

[1] Flyer and Wright, 2007, J. Comput. Phys. 226, 1059–1084.

[2] Flyer and Lehto, 2010, J. Comput. Phys 229 1954–1969.

## Dynamic Emissivity を用いた陸域衛星輝度温度同化の高度化

\*近藤圭一<sup>1</sup>、岡本幸三<sup>1</sup>、入口武史<sup>1\*</sup>、藤井秀幸<sup>2</sup>、青梨和正<sup>2,1</sup>

1 気象研究所 (1\* 2019 年 3 月まで気象研究所)、2 宇宙航空研究開発機構

### 1. はじめに

近年の数値天気予報において、衛星観測同化は予報精度向上に大きく貢献している。その中でもマイクロ波サウンダはマイクロ波域の大気の吸収特性を利用して、気温・水蒸気等の鉛直プロファイル情報を提供し、数値予報に役立てられている。衛星輝度温度を同化するためには、数値モデルの出力値である第一推定値から輝度温度相当量を計算する必要があり、その際に地表面射出率を利用する。現状の気象庁のデータ同化システムでは、地表面射出率として CNRM Atlas の気候値データが使われている。しかし、実際の地表面射出率は陸面の状況に大きく左右されるため、気候値データを使った場合、輝度温度相当量に誤差が生じやすい。ECMWF では、この問題に対応するため、Dynamic Emissivity (DE) と呼ばれる地表面射出率を動的に推定する手法 (Karbou et al. 2005) が導入されている。

本研究では、数値天気予報における衛星観測同化の高度化のため、気象庁全球データ同化システムを気象研究所に移植した MRI-NAPEX に DE を導入して、データ同化サイクルを行い、DE が予報に与えるインパクトを調査した。

### 2. 手法

地表面射出率 $\epsilon$ は以下の式により推定される。

$$\epsilon = \frac{T_{obs} - T_{atm}^{\downarrow}\Gamma - T_{atm}^{\uparrow}}{(T_s - T_{atm}^{\downarrow})\Gamma}$$

ここで、 $T_{obs}$  は放射輝度温度の観測値、 $T_{atm}^{\downarrow}$  は大気下端の下向き放射輝度温度、 $T_{atm}^{\uparrow}$  は大気上端の上向き放射輝度温度、 $T_s$  は地表面温度、 $\Gamma$  は大気の透過率である。

DE を実装する際には、AMSU-A 及び ATMS を対象とし、両サウンダの地表面付近に感度のあるチャンネル 3 (50.3 GHz) で推定した地表面射出率を、それぞれ AMSU-A のチャンネル 5, 6, 7、ATMS のチャンネル 6, 7, 8 で利用する。

本研究では、2018 年 8 月、2019 年 1 月、5 月

のそれぞれ 1 ヶ月のデータ同化サイクルを実行した。そして 12 UTC の解析場を初期値として 11 日予報を行っている。DE なし実験を CNTL、DE あり実験を TEST とする。

### 4. 結果

図 1 は、AMSU-A のチャンネル 6 において、CNTL 及び TEST 実験の輝度温度 O-B の根二乗平均の差分を表したものである。中央アジアから北アフリカにかけて差分がマイナスになっていることから、TEST 実験が観測に近づいていることがわかる。ゾンデ観測及び航空機観測と比較すると DE により若干ではあるが改善傾向となることが確認された (図略)。

### 5. まとめ

DE の導入により、衛星輝度温度が精度良く同化され、初期値に反映されることを期待している。現状は DE の改善は限定的ではあるがインパクトが確認されつつある。今後は、今回の同化実験で蓄積したデータをもとに、陸域での雲域判別等の品質管理の改良を進めていく。今大会発表時には、最新の結果を発表する。

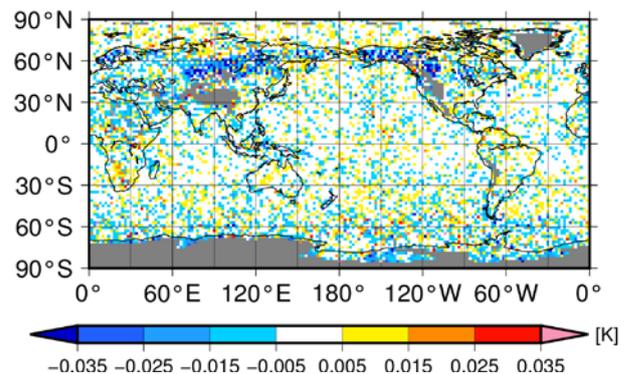


図 1 CNTL 及び TEST 実験の O-B の RMS の差分 (TEST-CNTL)。対象は AMSU-A のチャンネル 6 で、2019 年 5 月の平均を示す。

# 衛星画像と SHIPS 特徴を併用した台風強度の予測

加藤 顕(京都大学大学院情報学研究科),

上田 修功(NTT コミュニケーション科学基礎研究所),

田中 利幸(京都大学大学院情報学研究科)

## 1. はじめに

近年の台風の巨大化, 急成長化によって, 台風予測の重要性がより一層増している. 台風の予測に関する近年の研究では, 進路予測に関する精度向上が顕著である[1]のに対し, 強度予測に関しては依然実用に耐える精度に至っておらず, 重要研究課題となっている.

現在の気象庁の主な台風予測モデルは, SHIPS[2]と呼ばれる台風の時空間特徴から中心気圧の時間変化を予測する回帰モデルである. 近年, 台風の構造情報や衛星画像を援用することで, 強度予測精度の向上が確認されている[3,4].

本研究では, SHIPS 特徴量と衛星画像とを同時に用いた強度予測モデルを作成した. 具体的には, 畳み込みニューラルネットワークを用いた特徴量抽出により衛星画像を特徴ベクトルに変換し, SHIPS 特徴量と結合させたベクトルを 3 層の全結合ニューラルネットの入力として用いて, 台風の強度変化を予測するモデルを作成した(図 1).

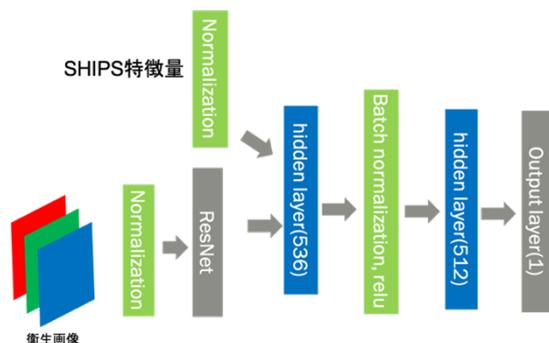


図1 提案モデルの概要

## 2. 実験方法

本研究では, SHIP 特徴量と台風の衛星画像を入力として, その台風の将来の強度変化量, つまり将来の台風の中心気圧と現在の中心気圧との差を推測し, 出力するモデルを学習により構築することを目標とする. 衛星画像データは 1995~2017 年に発生した各台風の 1 時間ごとのデータを用いた. 衛星画像は台風を中心として緯度経度 10 度の範囲であり, 解像度は 0.05 度である. 学習の際には訓練データと評価データを年度によって分割し, 前処理として平均が 0, 分散が 1 になるよ

うに正規化を行った. SHIPS 特徴量は 6 時間間隔であるため, 画像情報と時刻を揃えるために線形補間を用いて内挿を行った. これらの画像と SHIPS 特徴量とを使って, 学習を行った. 誤差指標は絶対値誤差(MAE)を用いた.

## 3. 結果

提案モデルと, ベースラインとして気象研究所技術報告[5]に基づく SHIPS の再現実装とにより, 検証データに対して 72 時間後までの予測を行った. 予測誤差を図 2 に示す. 図より, 予測時間が長いとき, 提案モデルが小さい予測誤差を示しており, 画像情報の利用の有効性が確認できた. 今後, モデルの詳細検討, 考察を行う予定である.

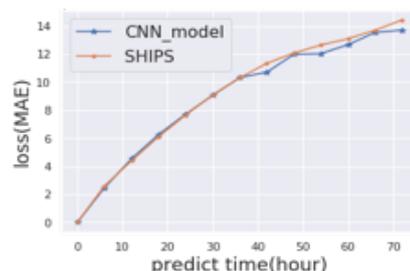


図2 提案モデルと SHIPS とによる評価データに対する予測誤差

## 4. 参考文献

- [1] 気象庁, [https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typ\\_kensho/typ\\_hyoka\\_top.html](https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typ_kensho/typ_hyoka_top.html) (2020/6 閲覧)
- [2] DeMaria, M. and Kaplan, J., 1994, *Weather and Forecasting*, **9**(2), 209-220.
- [3] Shimada, U, et al., 2018, *Weather and Forecasting*, **33**(6), 1587-1603.
- [4] Chen, B.-F., et al., 2019, *Weather and Forecasting*, **34**(2), 447-465.
- [5] 気象庁気象研究所, [https://www.mri-jma.go.jp/Publish/Technical/DATA/VOL\\_82/index.html](https://www.mri-jma.go.jp/Publish/Technical/DATA/VOL_82/index.html) (2020/3 閲覧)

# 気象パターン分類用の新しい自己組織化マップアルゴリズム S-SOM の開発

\*Doan Quang Van, 日下博幸 (筑波大学・計算科学), 佐藤拓人 (筑波大・院)  
Chen Fei (NCAR)

## 1. はじめに

自己組織化マップ (SOM) は Kohonen [1]により開発された高次元データの集約、パターン抽出の手法である。近年、SOM は気象・気候分野でも気象パターンの分類や気候予測・天気予報等に活用されている。SOM の基本プロセスは、マップの学習においてインプットデータと最も類似するノード (Best matching unit-BMU) の検索である。BMU の検索精度は、SOM の精度・信頼性に大きく関係する。

本来、BMU 検索の際、Euclidian Distance (ED) の使用が主流である。このやり方の主な欠点は ED が“構造あるデータ” (特に空間・時間的に相関する気候データ) を区別できないこと[3]であり、BMU の誤検索に繋がる。

本研究では、SOM の精度・信頼性の向上に資するべく、構造の相関を考慮できる BMU 検索を取り入れた SOM のアルゴリズムを提案する。新しいアルゴリズムを Structural-SOM (略称 S-SOM) と名付ける。

## 2. S-SOM アルゴリズムと精度確認

従来の SOM と同様に、S-SOM でも、はじめに出力マップ (形式、サイズ)、学習率 (Learning rate)、近傍関数 (Neighborhood function) の設定から始まり、次に反復学習を行い、各ステップではインプットベクターを選び、BMU の検索、BMU を中心とするマップの学習を行う。S-SOM の長所の一つは、BMU 検索の際、ベクター間の構造、つまり、距離や相関や分散等を総合的に比較できることである。S-SOM で使用する類似指標は近年に開発された Structural Similarity Index (SSIM)である。SSIM は構造あるシグナルの識別において ED より良い精度が得られることが知られている[3]。

S-SOM の精度確認のため、ERA-interim (1971–2019) の海面気圧データから季節毎に日本周辺気圧パターン分類を行い、本来の ED-SOM と比較した。定量評価のため、Silhouette 分析 (分類可能性) と、Topographical Error (TE) (トポロジ保存特性) を用いた。

## 3. 結果

はじめに、S-SOM と ED-SOM のパターン分類可能性

を比較する。S-SOM の Silhouette スコアが ED-SOM より圧倒的に高いことがわかる (例えば、図1の冬気圧パターンの分類スコア)。S-SOM は、冬だけでなく、他の季節やそれぞれの SOM サイズ設定等においても、高いパフォーマンスを有していることが分かる。すなわち、S-SOM の優位性はデータ (季節) やマップトポロジ (サイズ) に依存しない。

また、S-SOM は、例えば冬の場合、典型的な冬型パターンを抽出できる。一方、ED-SOM は典型的な冬型パターンとそうでもないパターンを区別できない。これは S-SOM が人間直感に近い分類を可能にすることを意味する。TE においても、S-SOM の方が ED-SOM より良いパフォーマンスを有している。このことは、S-SOM の方がトポロジ保存性が良いのを意味している。

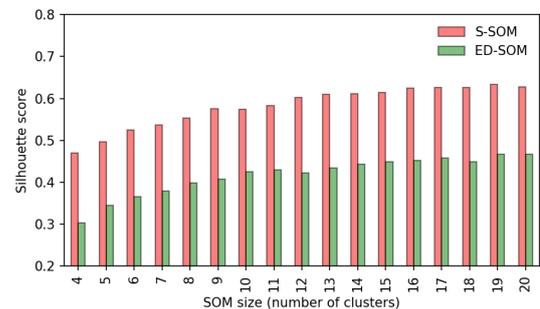


図1 Silhouette スコアの比較。S-SOM と ED-SOM による冬 (DJF) の気圧パターンの分類。横軸が SOM サイズの設定、縦軸が Silhouette スコアを示す。

## 4. 結論

本研究では、SOM の新しいアルゴリズム「S-SOM」を提案した。S-SOM は従来の SOM (ED-SOM) より高い水準でクラスタリングを実現できる。S-SOM は今後の気象・気候分野での活躍が期待できる。

## 参考文献

- [1] Kohonen, T., 1982, *Competition and Cooperation in Neural Nets*, **45**, 248-266.
- [2] Ohba, M. et al., 2019, *Climate Dynamics*, **52**, 4177-4191.
- [3] Wang, Z. et al., 2004, *IEEE Transactions on Image Processing*, **13**, 600-612.

台風防災の目標達成に向けて必要な技術開発（気象庁全球数値予報システム）

\*米原 仁<sup>1</sup>，本田 有機<sup>2</sup>，計盛 正博<sup>1</sup>，門脇 隆志<sup>1</sup>，沢田 雅洋<sup>1</sup>，下河邊 明<sup>3</sup>，  
徳広 貴之<sup>4</sup>，山田 崇<sup>4</sup>，檜垣 将和<sup>5</sup>，中川 雅之<sup>6</sup>，堀田 大介<sup>6</sup>，和田 章義<sup>6</sup>

1 気象庁数値予報課，2 気象庁企画課，3 気象庁予報課アジア太平洋気象防災センター，4 気象庁気候情報課，5 気象庁海洋気象情報室，6 気象研究所

## 1. はじめに

気象庁では、数値予報による台風進路予測の精度改善に向けて、気象庁全球数値予報システム(GSM)に必要な技術開発項目について検討を行ったので報告する。今後議論を深めてブラッシュアップし、GSMの開発計画に反映させていきたいと考えている。

気象庁は、2018年10月に防災分野を始め社会における情報サービス基盤である数値予報の技術開発を推進していくため「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」を策定した<sup>1</sup>。この重点計画では、台風や前線に伴う大雨などの予測精度を向上し、大規模な災害に対する数日前からの防災行動の確実な実行を可能にすることを掲げている。その実現には台風位置の予測精度が重要であるため、2030年までに台風の3日先の進路予測誤差を現在の1日先の誤差（約100km）程度にまで改善するという数値目標を設定している。

GSMの3日先の台風進路予測誤差は、2018年の平均で約240kmである<sup>2</sup>。2019年12月には、マイクロ波放射計の観測データの雲・降水域での利用やハイブリッド同化の現業運用を開始し、台風進路予測精度を改善したところであるが、引き続き目標の達成には開発を強気に推進していく必要がある。

## 2. 必要な技術開発

GSMの現状や関連する先行研究、海外気象機関の動向をレビューし、必要な技術開発について検討した。数値目標の達成には、予報モデルとデータ同化システムからなる数値予報システム全体にわたり、総合力を向上することが必要不可欠である。

### 【予報モデル】

予報モデルについては、モデルの高解像度化および、積雲対流過程を中心とした物理過程の改良を進めることが重要である。特に、積雲・雲・境界層過程に優先的に取り組み、対流圏中上層の大気乾燥度と積雲対流の背の高さの対応が不十分である点や、境界層と自由大気間の水蒸気と熱の輸送が不足している点などを改善していく必要がある。

### 【データ同化】

データ同化システムの性能向上のために、同化手法の高度化だけでなく、インナーモデルとアウターモデルの予測の整合性を高めていくことが重要である。また、ハイブリッド同化で背景誤差をより良く表現するために、アンサンブルメンバーの更新方法改良やメンバー数の増加等に取り組む必要がある。

### 【観測データ利用】

観測データを更に利用することも重要である。特に、台風周辺での衛星機動観測による大気追跡風の利用や、次世代のマイクロ波気温・水蒸気サウンダや赤外イメージャ・サウンダの観測データの全ての気象状況における利用を、最新技術を活用しつつ着実に進めていく必要がある。併せて、擬似的な観測データである台風ボーガスの利用方法の見直しなど、台風に着目した初期値化問題にも取り組んで行くべきである。

### 【地球システムモデリング】

予報モデル・データ同化における海面水温・波浪の効果や陸面過程等の取り扱いの高度化を、利用可能な計算機資源や運用コストを考慮しつつ検討する必要がある。

### 【検証・分析手法】

GSMの進路予測に対する十分な分析が求められる。そのためには、現実の台風についての理解が進むことに加え、GSMの予測誤差の要因分析を進めていく必要がある。そのための、検証・分析手法の高度化やリファレンスの作成が求められる。

## 3. 今後の数値モデル開発に向けて

今後の開発では、飛躍的な精度向上を可能にする挑戦的な研究開発を推進していくため、大学等研究機関との連携を深めさせていただきたいと考えている。

### 参考文献

[1] 気象庁、2030年に向けた数値予報技術開発重点計画、[https://www.jma.go.jp/jma/press/1810/04b/nwp\\_strategic\\_plan\\_towards\\_2030\\_181004.html](https://www.jma.go.jp/jma/press/1810/04b/nwp_strategic_plan_towards_2030_181004.html)

[2] JMA, Annual Report on the Activities of the RSMC Tokyo - Typhoon Center2018.

## S2S 時間スケールにおける北半球冬季の週平均場の予測可能性とテレコネクションとの関係

\*山上晃央（筑波大学計算科学研究センター），松枝未遠（筑波大学計算科学研究センター）

### 1. はじめに

2週間から2ヶ月程度の時間スケールの数値天気予報は延長(S2S)予報と言われる。S2S予報は、中期予報(3日から2週間程度)のように初期条件の影響を受けるには予報時間が長く、季節予報(3ヶ月以上)のように海洋などの境界条件の影響を強く受けるには予報時間が短いため、予測可能性の砂漠と呼ばれている。しかし、S2S時間スケールにおける予測スキルは、大気の大気-海洋-陸面相互作用の影響を受けることも示されている(Brunet et al., 2010, (BAMS))。

本研究では、世界各国の現業数値予報センターのアンサンブル予報データを用いて、北半球におけるS2S時間スケールの予測可能性を調べた。また、北半球の支配的なテレコネクションパターンである太平洋-北米パターン(PNA)および北大西洋振動(NAO)との関係について調べた。

### 2. データと手法

現業アンサンブル予報データとしてS2S再予報データ(Vitart et al., 2017 (BAMS))を用いた。使用した数値予報センターはECCC(カナダ), ECMWF(欧州), JMA(日本), NCEP(米国), UKMO(英国)の5つであり、期間は1999-2010年の冬季(DJF)である。予報データの偏差を計算する際には、各数値予報モデルのモデル気候値を用いた。解析値としてERA5(Hersbach et al., 2020 (QJRMS))を用いた。

予測スキルは、週平均の500hPaジオポテンシャル高度(Z500)偏差を用い、格子点ごとの予測値と解

析値との相関係数(correlation skill (Scaife et al., (2017))で評価した。また、ENSOの指標としてDJF平均のONIインデックス(NOAA/CPC)を用い、0.8以上の年をエルニーニョ年、-0.8以下の年をラニーニャ年とした。

### 3. 結果とまとめ

3-4週間予報において、北大西洋、アラスカ-カナダ、フロリダ、北大西洋ではスキルが高く、北極海、ヨーロッパからユーラシア大陸北岸沿いではスキルが低かった。スキルが高い領域は北半球の支配的なテレコネクションパターンである、PNAパターンおよびNAOの作用中心と対応していた(図1)。また、Z500のコンポジット解析を行ったところ、エルニーニョ(ラニーニャ)年にはPNA+(-)とNAO-(+)の構造が3-4週間予報においても見られた。エルニーニョ年、ラニーニャ年の両方で3-4週間予報のPNAインデックスのスキルが高くなることがわかった。NAOインデックスの位相の予測スキルはPNAインデックス同様にエルニーニョ年、ラニーニャ年両方で高くなる一方で、振幅の予測スキルはエルニーニョ年には低くなることが示された。予測スキルの増加はエルニーニョ年の方がラニーニャ年よりも顕著であった。さらに、エルニーニョ年、ラニーニャ年それぞれのコンポジット解析から、S2S時間スケールの予測を改善するには、赤道域におけるENSOに伴う外力への応答の予測ではなく、中緯度の西風ジェットの予測を正確に表現する必要があることが示唆された。

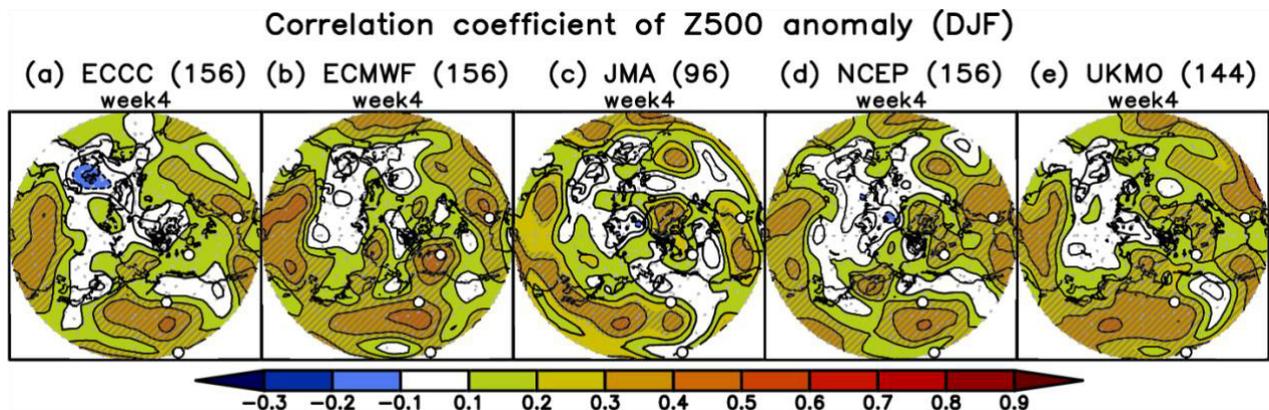


図 1: (a)ECCC, (b)ECMWF, (c)JMA, (d)NCEP, (e)UKMO による 4 週間予報における週平均 Z500 偏差の correlation skill. シェードは 99%の有意水準で correlation skill が有意な領域を示しており、白丸は PNA パターンの作用中心を示している。

## 前線の客観解析とその利活用

気象大学校 小菅瞭吾

### はじめに

前線は性質の異なる二つの気団の境界であり、その境界には前線帯(遷移帯)と呼ばれる水平温度傾度の大きい領域が存在する。天気図の前線は、この温度傾度の不連続となる暖気側の面と地表面の交わる位置に引くのが一般的である。前線の形成・強化に伴う上昇流の励起などが天気現象を左右すると同時に、メソスケールの現象の環境場を把握する上でも前線の位置や動向は重要である。気象庁の発表する前線は予報官が各種データを基に引いているため、前線を客観的に解析することは、予報官の前線解析業務の助けとなり得るほか、前線に伴う諸現象の研究・分析などへの利用が期待される。

そこで本研究では、客観的に前線の位置や種類等を解析することを目的とし、その利活用について考える。

### 研究方法

前線の位置は Renard and Clarke(1965) の提案した Thermal front parameter

$$TFP = -\nabla|\nabla\tau| \cdot \frac{\nabla\tau}{|\nabla\tau|}, \tau: \text{物理量}$$

を利用して解析した。従来の研究では前線解析に用いる格子データの間隔が 1°(約 110km)程度のものが多かったが、前線帯の幅はおよそ 100km 以上とされているため、より正確に前線帯の暖気側を決定するには従来のデータよりも細かい方が望ましい。そのため本研究では気象庁予報部予報課の診断的予測グループのパンドラサーバに公開されている東西 0.2°、南北 0.25° 間隔の GSM の初期値データを用いて前線を解析した。解析を行う高度は 500m 高度とし、TFP の計算に使用する物理量には相当温位を用いた。

前線は、TFP の値が極大の領域として抽出されるが、抽出された極大域には弱い前線も含まれるため、フィルターをかけることでそれらを除去し、前線の位置を決定する。フィルターとして TFP、相当温位傾度、渦度、水蒸気フラックスの大きさの各値に対するものを用いた。位置を決定した前線に対し、相当温位移流の

正負と強さによって寒冷・温暖・停滞前線の判別をし、鉛直 P 速度の正負によってアナフロント・カタフロントの判別をした。また、閉塞前線については閉塞時における寒冷前線、温暖前線の位置関係から判断する方法について考察した。

### 結果・考察

一例として、地上天気図で温暖前線・寒冷前線とされた事例について解析した結果を下図に示す。この事例では地上天気図と前線の位置・種類ともにおおむね一致した解析結果が得られた。

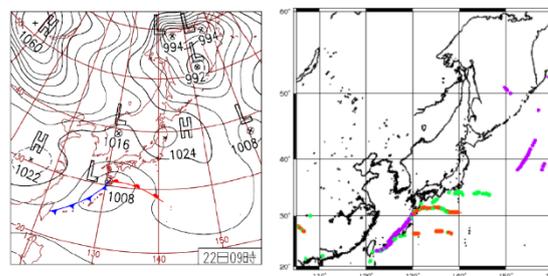


図 2018 年 1 月 22 日 09 時の  
地上天気図(左図)と解析結果(右図)  
右図において青は寒冷前線、赤は温暖前線、  
緑は停滞前線として判別されたことを表す。

今回地上天気図で寒冷前線・温暖前線とされた事例を中心に約 150 事例の前線を解析し、8 割程度は何かしらの前線が解析された。解析できた前線の中には、前線が途切れる場合などがあるため、本研究の方法だけで、天気図上に現在の前線と同等の前線を描くのは難しいが、前線解析の参考にはなり得ると考えられる。閉塞前線については、事例によって形成過程の異なることを、前線の位置関係などから見る事ができた。また、寒冷前線がカタフロントの性質をもつかどうかや、前線の鉛直構造を容易に確認できるようになり、そういった利活用も考えられる。

### 参考文献

- [1] Renard, R. J. and Clarke, L. C., 1965: Experiments in numerical objective frontal analysis. Mon. Wea. Rev., 93, 547-556.

# 深層学習と数値天気予報の融合による降水予測に向けて

\*大塚成徳 (理研計算科学), 前島康光(理研計算科学),  
Pierre Tandeo (IMT Atlantique), 三好建正 (理研計算科学)

## 1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ (PAWR) は NICT、大阪大学、東芝によって最初に開発され、2012 年から運用されている。レンジ解像度 100 m で半径 60 km 圏内の 110 仰角、300 方位角を 30 秒毎に観測できる。PAWR の高頻度・高密度な観測を生かして、理研では高解像度数値天気予報システム SCALE-LETKF (Miyoshi et al., 2016a,b, Lien et al., 2017) と、相互相関法による 3 次元降水ナウキャストを開発してきた (Otsuka et al., 2016)。2017 年より 30 秒更新 10 分先までの 3 次元降水ナウキャストをリアルタイムに継続運用している。ナウキャストは線形的な時間発展を仮定するが、10 分の間に対流活動が大きく変化することがある。物理に基づいた数値天気予報はこのような変化を捉えられる。そのため、データ駆動のナウキャストと物理に基づいた数値天気予報をシームレスに繋ぐことが一般に行われる。

近年発達してきた機械学習アルゴリズムを用いることにより、効率的にデータ駆動予測と物理的予測を融合できる可能性がある。これまで、深層学習アルゴリズムの一種である、畳み込み長短期記憶 (Convolutional Long Short-Term Memory, Conv-LSTM; Shi et al., 2015) を三次元データに拡張して PAWR ナウキャストに適用し、相互相関法による予測よりも良い精度が出る可能性を確認した。今回、この Conv-LSTM と SCALE-LETKF を融合し、より良い予測を行うことを目指す。

## 2. 実験設定

本実験では、観測データとして NICT 神戸に設置された PAWR のデータ (250m 等方立体格子) を用い、3 次元降水ナウキャスト (同上) や SCALE-LETKF 地上降水予報 (2 次元 250m 格子を 3 次元に拡張) とシームレスに組み合わせる。ここで、深層学習手法である Conv-LSTM を用いる。学習サンプルとして 61 x 61 x 9 ピクセルの領域を切り出す。2019 年 6 月 10 日のデータを用いて、降水ありの場合のみを選んで 6332 個の学習サンプルを用意し、図 1 に示す Conv-LSTM を用いて学習させた。学習サンプルと異なる時間から 1777 個のテストサンプルを切り出し、予測実験を行った。

## 3. 結果

Conv-LSTM は、対流性降水を適切に予測することに成功した (図 2)。さらに、相互相関法や SCALE の未来のデータを用いた場合、予測精度の改善が見られた。

## 4. 今後の展望

今回の実験では短期間のデータで学習し、短期間の試験を行うことで深層学習がうまく動作するかどうかを調査した。今後はモデルの他の変数を学習に用いて、さらに予測精度が向上するか、調査する。

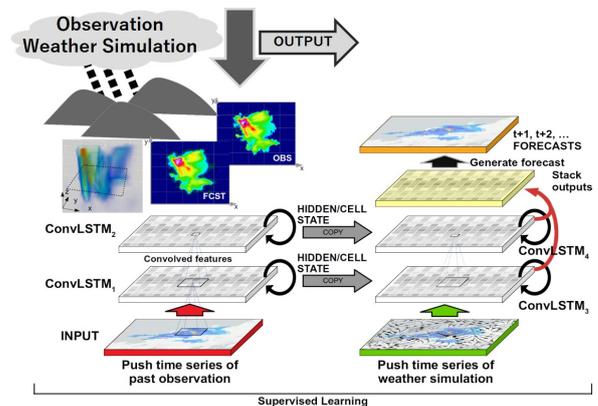


図 1 学習・予測に用いた Conv-LSTM の構造。

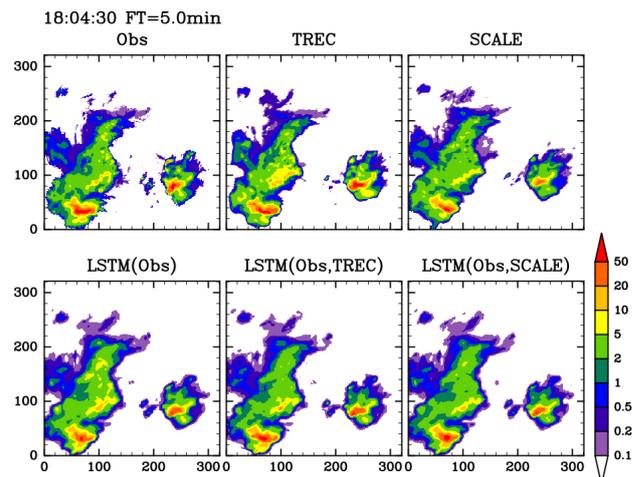


図 2 高度 2 km におけるレーダ反射因子。左上：観測、中央上：相互相関法、右上：SCALE、下段：Conv-LSTM。左から、観測のみ、観測と相互相関法、観測と SCALE を用いた場合。5 分後の予測。

# 衛星搭載ドップラー風ライダーシミュレータの高度化

石井昌憲（都立大），岡本幸三，石橋 俊之，岡部いづみ，  
田中泰宙（気象研），久保田拓志，藤平耕一，今村俊介（JAXA），  
宮本佳明（慶大），松本紋子（ANAHD），村田健史（情通研）

## 1. はじめに

近年，地球規模で起こっている気候変動は，豪雨，暴風，台風の大型化や数の増加，洪水，干ばつ等の気象災害を世界各地にもたらし，その深刻化さは増している．深刻な気象災害によって，人々はこれまで以上に危険にさらされている．気象災害から命や財産を守るために，予測に基づいた準備や行動が必要であり，そのために，数値予報（Numerical Weather Prediction: NWP）精度の向上は，防災や災害リスク軽減のため非常に重要な課題である．地球規模で直面している気候変動の影響に対応・適応するために，安全で強靱な活力ある社会を持続的に実現する事，気候変動に対する緊急対策を取る事が求められている．また，交通政策審議会気象分科会は「観測・予測精度向上のための技術開発」を掲げ，観測・数値予報精度の大幅向上を求めている．現在の衛星観測システムは，風観測に比べて温度や水蒸気に関連した観測に偏重しているという課題があり，欧州宇宙機関（European Space Agency: ESA）は，地球規模で風の高度分布を得るために，衛星搭載ドップラー風ライダーAeolus を2018年8月に打ち上げた．風観測結果が全球数値予報へ与えるインパクトについて評価が進められており，ECMWF は，Aeolus の風観測は，これまで十分に確立されている衛星観測システムと同様に『中から大』の正のインパクトを与える，と報告している [1]．

日本でも検討グループが組織され，衛星搭載ドップラー風ライダー用シミュレータによるシミュレーションや観測システムシミュレーション実験（Observing System Simulation Experiment : OSSE）を実施し，検討が進められている [2-4]．これまでの検討から，日本の衛星搭載DWLにおいても，数値予報精度の向上，台風の進路予測の向上が期待されることがわかっている．

気象庁のデータ同化手法により得られる全球解析の第一推定値の水平解像度は20 km×20 kmであるが，第一推定値を求める予報インナーモデルは60 km×60 kmの水平解像度で計算が行われている．我々は，次世代の数値予報の水平スケールを想定した数値予報へのインパクトを調べるための研究に着手した．本発表では，衛

星搭載ドップラー風ライダーシミュレータと観測システムシミュレーション実験の水平分解能を向上させた初期結果について報告を行う．

## 2. 気象場とエアロゾル場の検証

ライダーシミュレータを用いたシミュレーション実験では，これまで約100 km×100 kmの水平分解能をもつ2010年1月と8月の気象場とエアロゾル場に対して実験を行った（Test 1）．本研究では，現業利用を想定し，現業モデルの水平解像度に合わせ，新しく60 km×60 kmの水平分解能をもつ2018年1月と8月の気象場とエアロゾル場を作成した（Test 2）．Test 2用気象場とエアロゾル場の初期検証を目的として，水平分解能100 km×100 kmのライダーシミュレーションを行い，風速，風速誤差，信号対雑音比について比較をした．2010年と2018年の違いはあるものの，高度毎のそれぞれの頻度分布の様子に大きな差異はなく，概ね問題がないことが確かめられている．

## 3. まとめ

都立大学は，気象研究所，宇宙航空研究開発機構，情報通信研究機構と協力して衛星搭載ドップラー風ライダーシミュレータの高度化をすすめる．当日は，水平分解能を向上させた気象場を用いるライダーシミュレーションと観測システムシミュレーション実験の初期結果について報告を行う予定である．

## 4. 謝辞

本発表は，JSPS 科研費19K04849，19H01973の助成を受けたものである．

## 参考文献

- [1] Rennie and L. Isaksen, 2020, Proc. EGU, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-5340..>
- [2] Ishii, S., et al., 2017, J. Meteor. Soc. Japan, **95**, 301.
- [3] Baron, P. et al., 2017, J. Meteor. Soc. Japan, **95**, 319.
- [4] Okamoto, K. et al., 2018, J. Meteor. Soc. Japan, **96**, 179.

# 気象庁全球解析システムを用いた静止気象衛星 CO2 バンドの晴天放射輝度温度データ同化インパクト調査

\*岡部いづみ<sup>1</sup>, 岡本幸三<sup>1</sup>

1: 気象研究所

## 1. はじめに

気象庁の全球解析システムでは、静止気象衛星による晴天放射輝度温度(CSR: Clear-Sky Radiance)データのうち、水蒸気(WV)チャンネルのデータを同化している。これらの CSR データ同化により、主に対流圏水蒸気場の解析精度や、水蒸気・高度・気温場の 2 日程度先までの予報精度向上が見られる[1],[2]。

また、同解析システムでは、低軌道衛星に搭載された多くのセンサの輝度温度データを同化している[3],[4]。中でも、ハイパースペクトル赤外サウンダのデータは、二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の吸収帯チャンネルを主に利用しており、対流圏や成層圏の気温の鉛直分布に関する情報を解析値に反映させている。多くの静止気象衛星イメージャにも CO<sub>2</sub> チャンネルがあり、これらの CSR データを利用すれば、より高頻度に大気の気温の情報を解析値に与えることができる。そこで、これらのデータ同化により更なる解析・予報精度の改善が得られるか確認するためインパクト調査を実施した。

## 2. 同化実験設定と結果

2019 年 5 月時点の気象庁全球解析システム相当の設定をコントロール実験とし、更に、静止気象衛星（ひまわり 8 号、GOES-16、Meteosat-8、-11）の CO<sub>2</sub> チャンネルの CSR データを利用した設定をテスト実験とした。実験期間は、夏・冬それぞれ約 3 ヶ月間。品質管理手法としては、WV チャンネルと同様、雲域や標高が高い地点のデータを除去する QC を採用した。また、全層透過率が高いデータは、大気に関する情報が少ない一方、推定が難しい地表面の影響が大きく、それに起因する誤差が大きいと判断し不使用とした。

同化実験結果より、テスト実験では第一推定値の他の観測データへの整合性が向上し、気温や水蒸気場の解析精度改善が示唆された。また、対流圏では 3 日先まで高度場等の予報精度が改善し（図 1）、成層圏では 4~5 日先まで改善が見られた。ただし、熱帯の対流圏下層など一部では、比湿の予報精度が顕著に改善した一方、気温・高度場の改善が見られたため、原因について調査している。

## 3. まとめ

気象庁全球解析システムを用いて、静止気象衛星による二酸化炭素チャンネルの CSR データ同化によるインパクト調査を実施した。実験の結果、気温や水蒸気場の解析精度の改善が示唆され、高度場等各要素の予報精度が、多くの領域で 3 日~5 日予報まで改善した。大会では、より最新（2019 年 12 月時点）の気象庁全球解析システム相当の設定で行った実験結果を紹介する。

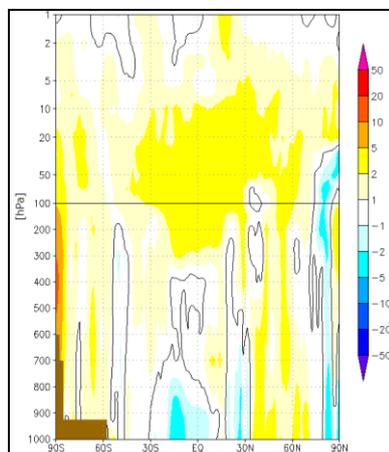


図 1. 二酸化炭素チャンネルの CSR を同化した場合の高度場の対解析値 3 日予報誤差減少率(%)の全球東西平均。暖色系（正の値）は改善の意味。統計期間は 2018 年 7 月 1 日~9 月 30 日。

## 参考文献

- [1] 岡部いづみ, 2019: ひまわり 8 号のバンド 9,10 及び Meteosat のチャンネル 6 の晴天放射輝度温度(CSR: clear-sky-radiance)データの追加利用. 令和元年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56-57pp.
- [2] 計盛 正博, 2016: ひまわり 8 号晴天放射輝度温度の利用開始. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 46-49pp.
- [3] Kazumori, M., T. Kadowaki, 2017: Development of an all-sky assimilation of microwave imager and sounder radiances for the Japan Meteorological Agency global numerical weather prediction system. Tech. Proc. Of 21st International TOVS Study Conference, Darmstadt, Germany 29 November - 5 December 2017.
- [4] 村田英彦, 亀川訓男, 2019: NOAA-20 搭載 ATMS および CrIS 輝度温度データの利用開始. 令和元年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58-60pp.

## 気象庁全球モデルへの浅い積雲対流スキームの導入(2)

\*中川雅之, 川合秀明(気象研究所)

## 1. はじめに

亜熱帯の大陸西岸沖に形成される層積雲をはじめとする下層雲は、放射収支に与える影響が大きいことから、気象庁全球数値予報モデル(GSM)においてもその表現の改善が重要な課題となっている。本研究では、気候モデルにおける改良の知見[1][2]から、短期から一週間程度を予測対象とする GSM に[3]の ECTEI による層積雲スキームや[4]に基づく浅い積雲対流スキームを導入し、予測への影響を調査している。これまでに上記の改良により、亜熱帯大陸西岸沖を中心とした下層雲や放射収支の改善や、冬季の日本付近で冬型の気圧配置となっていたときの境界層の構造の改善が見られることを報告してきた。さらに浅い積雲対流スキームに[5]に基づくエントレインメント率・デトレインメント率を導入しするとともに、層積雲スキームが発動している格子で積雲対流スキームを抑止する[6]ことで南大洋や太平洋・大西洋北部で放射収支を改善した[7]。しかしながら気象庁の現業システムと同じ高解像度(TL959, 約 20km)で解析予報サイクル実験を行ったところ、20° N および 20° S 付近の海上を中心に 850hPa の気温(T850)のバイアス傾向が変化し、誤差の拡大につながっていることがわかった。今回の発表では T850 の変化の原因について報告する。

## 2. 実験の設定

本研究で使用したモデルは、2020 年 3 月に現業化された GSM に新しい層積雲スキーム[3]や浅い積雲対流スキーム[4]を導入したものとその低解像度版である。[7]で報告したモデルとは、ベースとなった GSM のバージョンが異なる。水平解像度 TL159(約 110km)、SST に解析値を与えて 12 メンバーによる 2001 年一年間の予測実験[8]を行い、その平均から予測の変化の方向を調査した。以下では、上記の改良を加えた GSM を用いた実験を TEST、従来の GSM を用いた実験を CNTL と呼ぶ。

## 3. 結果

図 1 に 6~8 月で平均した T850, 850hPa より下層の雲量, 850~500hPa の雲量の, TEST と CNTL の

差を示す。T850 は 20° S 付近の海上で変化が大きく、TEST の方が高い領域は 850hPa より下層の雲量が増えている領域に、TEST の方が低い領域は 850~500hPa の雲量が増えている領域に対応している。特に後者の領域では、CERES 観測値と比べ大気上端上向き短波放射が過剰であり、雲量が多すぎると考えられる。また TL959 サイクル実験でも、TEST の実験で作成された解析値や他の数値予報センターによる解析値のいずれと比べても低温バイアスが拡大していた。

水平解像度 TL479(約 40km)の単発予測実験を行い上記領域の対流圏下層の構造を調査したところ、TEST では 850hPa より上の境界層上端付近で雲スキームによる雲が多かったのに対し、CNTL では積雲対流スキーム(荒川・シューバートスキーム)が働いて境界層上端付近の雲が少なくなっており、雲スキームや放射スキームによる加熱の変化を通じて TEST の T850 が低くなっていることがわかった。即ちこの領域における浅い積雲対流スキームの効果が十分でなかったと考えられる。引き続き浅い積雲対流スキームを改良し、放射収支の改善に加え気温のバイアスの改善を目指す。

## 参考文献

- [1] Kawai, H., 2012: Results of ASTEX and Composite model intercomparison cases using two versions of JMA-GSM SCM. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*
- [2] 川合秀明, 行本誠史, 神代剛, 大島長, 田中泰宙, 2017: 気象研究所気候モデルにおける雲表現の改善. 日本気象学会 2017 年度春季大会予稿集, A205.
- [3] Kawai, H., T. Koshiro, and M. J. Webb, 2017: Interpretation of Factors Controlling Low Cloud Cover and Low Cloud Feedback Using a Unified Predictive Index. *J. Climate*, **30**, 9119–9131.
- [4] 小森拓也, 2009: 浅い対流スキームの開発. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 77-82.
- [5] Siebesma, A. P., et al., 2003: A Large Eddy Simulation Intercomparison Study of Shallow Cumulus Convection. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1201–1219.
- [6] Kawai, H., et al., 2019: Significant improvement of cloud representation in the global climate model MRI-ESM2. *Geosci. Model Dev.*, **12**, 2875–2897.
- [7] 中川雅之, 川合秀明, 2020: 気象庁全球モデルへの浅い積雲対流スキームの導入. 日本気象学会 2020 年度春季大会, D305.
- [8] 松川知紘, 2019: 1 年積分共通評価ツール. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 127-135.

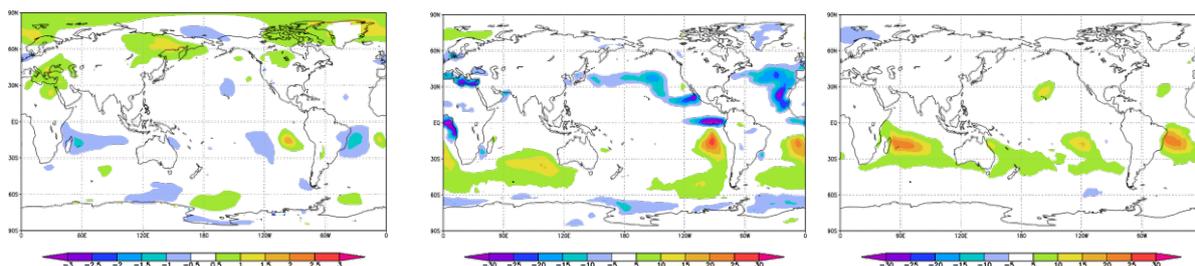


図 1. TEST-CNTL の 6~8 月平均. 左: T850 [K], 中: 850hPa より下層の雲量[%], 右: 850~500hPa の雲量[%].

## 2019年台風第19号上陸3日前の進路予報精度低下の要因

\*中下早織（京大理）、榎本剛（京大防災研/海洋機構）

## 1. はじめに

2019年台風第19号は10月6日に南鳥島の南で発生し、発達しながら北上して12日19時ごろ伊豆半島に上陸した。上陸後は関東地方を通過し、東日本から東北地方にかけて記録的な大雨をもたらした[1]。

上陸時刻に近い12日12UTCを検証時刻として、主要予報センター間で上陸位置の誤差を比較すると、6～4日前からの気象庁の予報精度は他のセンターと比較して圧倒的によく、2019年の台風進路予報の年平均誤差と比べてもかなり高い精度で予報できている[2]。しかし上陸3日前に精度が急激に悪化し、その後は2019年の平均と同程度の精度となっている。

そこで本研究では、精度の転換点となった9日00UTCと12UTCを初期時刻とする気象庁の予報を比較し、精度低下の要因について調べた。

## 2. 台風進路の比較

00UTCからの予報進路は概ね実際の進路と一致しているのに対し、12UTCからの予報では上陸2日前に進行方向が西にずれ、そのまま北上する。これに対応して12UTCの予報では10日12UTCに台風中心を北西に流す風が現れている。

## 3. アンサンブル感度解析

進路誤差の原因となった初期摂動を調べるため、アンサンブル感度解析[3]を行った。初期時刻は9日12UTC、検証時刻は12日12UTCとし、検証領域は上陸位置のずれが見られた136°E～142°E、33°N～37°Nの領域とした。評価ノルムには湿潤全エネルギーを用いた。

解析の結果、第一モードの湿潤エネルギー摂動は初期時刻の台風中心（139.6°E、21.2°N）とその南南東の低圧摂動（146°E、10°N付近）に感度を示していた（図1）。この低圧摂動に対応する下層の気温と比湿にも感度を示しており、湿潤エネルギー摂動に反映されている。上陸位置の誤差が大きかったアンサンブルメンバーでは、台風の南南東に下層に暖湿偏差を伴う低気圧性偏差が現れている。低気圧性の偏差の北側には西向きの流れが存在するため、

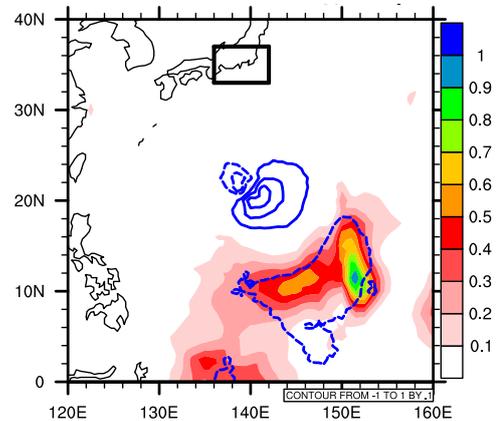


図1 初期時刻における感度解析第一モードの海面気圧摂動（等値線，0.1hPaおき）と湿潤全エネルギー摂動（陰影， $\text{J kg}^{-1} \text{m}^{-2}$ ）。矩形は検証領域

12UTCからの予報の台風進路が西向きにずれる原因となったと考えられる。

## 4. まとめ

2019年台風第19号は早い段階から精度よく上陸を予測できていたが、上陸3日前からの予報では上陸位置が大きく西偏した。感度解析からは、台風を西向きに流す台風の南南東に低気圧性の摂動が得られた。今後は各メンバーの摂動と誤差の間で多変量回帰をとり、有意に誤差と関係する摂動について調査して示す予定である。

## 謝辞

気象庁データは気象研究コンソーシアムを通じて提供された。科研費19H05698の助成を受けた。

## 参考文献

- [1] 気象庁，2020: [http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji\\_2019/saigaiji\\_202003.pdf](http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_2019/saigaiji_202003.pdf), 2020年7月1日閲覧
- [2] 榎本剛・中下早織, D302, 2020年度日本気象学会春季大会予稿集
- [3] Enomoto, T, et al., 2015: *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**,199-213, doi:10.2151/jmsj.2015-011

# 専門分科会 1

「宇宙からのエアロゾル・雲・  
降水観測の未来」

## 二周波降水レーダの降水推定における雲水量仮定について

\*久保田拓志 (JAXA/EORC), 瀬戸心太(長崎大学), 佐藤正樹(東京大学),  
那須野智江(JAMSTEC), 井口俊夫(NASA/GSFC), 沖理子 (JAXA/EORC)

### 1. はじめに

全球降水観測 (GPM) 主衛星は、2014年2月の打上げ以降、順調に観測を続けている。GPM 主衛星は、日本が開発した二周波降水レーダ (DPR) を搭載する。DPR は KuPR (13.6GHz) と KaPR (35.55GHz) の二つのレーダから構成される。雲氷による減衰量は KuPR や KaPR では無視できるほど小さい。一方、雲水による減衰は考慮が必要で、特に KaPR では効果が大きくなるがよく知られている。そのため、KaPR 観測値から降水強度を高精度に推定するためには、雲水量の仮定が必要である。

そのため DPR Level-2 降水推定アルゴリズムでは、雲水量データベースを用いて雲水量による減衰量を推定し、アルゴリズム中で補正する手法を導入することで、降水強度を推定している。雲水量データベースは、全球雲解像モデル NICAM [1]によって計算された大気データから作成されている。

本発表は、DPR Level-2 アルゴリズムで用いられている雲水量データベース作成や開発した雲水による減衰量の推定手法の概要を紹介する。さらに、雲水量を 0 としたときの地表降水強度と比較することで、雲水量データベース導入によるインパクトを定量化する。

従来から、衛星データによる気象モデルの評価研究 (例えば[2]) が行われてきている。2022年度に打上げ予定の雲エアロゾル放射ミッション (EarthCARE) によるモデル評価研究も期待できる。他方、本研究は、改良された雲微物理過程に基づく気象モデル結果が、雲水量仮定の改良を通じて DPR 降水推定をさらに高精度化する可能性を示唆する。

### 2. DPR の降水推定における雲仮定のインパクト

雲水量データベースは、熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 降雨レーダ (PR) の降水推定アルゴリズム 2A25[3]と似た考え方で構築した。ただし、[3]は領域モデル結果を用いている等、本研究といくつかの違いがある。本研究では、全球 3.5km メッシュの NICAM シミュレーションデータ[4]を用いて、地表面降水量、降水タイプ (対流性、層状性)、気温、緯度、地表面タイプに基づいて作成した。この雲水量データベースを DPR Level-2

アルゴリズム開発に導入し、雲水による減衰量 ( $PIA_{CLWC}$ ) の計算を行った。本データベースによる  $PIA_{CLWC}$  は、気象庁の客観解析値や予報値データによる  $PIA_{CLWC}$  よりも対流性降水で変動が大きい傾向がある。

この雲水量の仮定が地表降水推定に与える影響を、データベースから計算した雲水量を用いた推定した場合と雲水量を 0 として推定した場合を比較することで定量化した。本研究では 2017年9月の1ヶ月分の DPR 観測データで評価した。図 1 は地表降水強度の正規化平均絶対差 (Normalized Mean Absolute Difference, NMAD)を示す。によって定量化され、全球平均では KuPR プロダクトで 2.3%、KaPR プロダクトで 9.9%、KuPR と KaPR の両方を用いる二周波プロダクトで 6.5%であった。また、高緯度地域より熱帯地域で NMAD が大きくなる傾向がわかった。これらの結果やその違いをもたらすアルゴリズムのプロセスについては、現在投稿中の論文である[5]で検討を行っている。

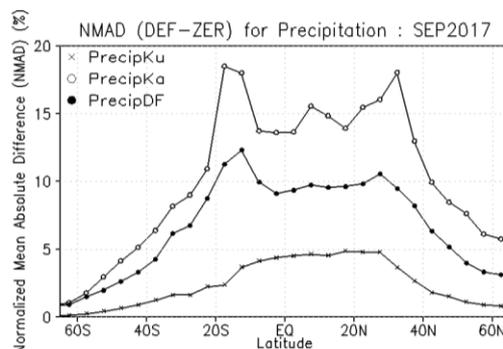


図 1: 雲水量をデータベースから仮定した場合と 0 と仮定した場合の NMAD の緯度分布。×は Ku, ○は Ka, ●は二周波プロダクトの値を示す。

### 参考文献

- [1] Satoh et al., 2014 *Prog. in Earth and Planet. Sci.* 1, 18.
- [2] Hashino et al., 2013, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 7273-7292, doi:10.1002/jgrd.50564.
- [3] Iguchi et al., 2009, *J. Meteor. Soc. Japan*, 87A, 1-30.
- [4] Nasuno et al., 2016, *Geosci. Lett.* 3, 32. <https://doi.org/10.1186/s40562-016-0064-1>
- [5] Kubota et al, 2020, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, in revision.

## GPM DPRにおける弱い降水検出の課題とその改良

\* 金丸 佳矢, 花土 弘, 中川 勝広 (情報通信研究機構)

## 1 はじめに

緯度 65 度付近までの降水 3 次元分布を観測する全球降水観測計画 (GPM) 主衛星に搭載された二周波降水レーダー (DPR) は、熱帯降雨観測計画降雨レーダー (TRMM PR) よりも弱い降水を検出できるように高感度化され、二周波レーダー観測によって粒径分布情報を推定して高精度に降水強度を推定することが出来るので、全球降水量をより定量的に把握出来ることが期待される。

しかし現実には、高緯度の降水 (降雪) に着目すると、DPR が検出可能な降水よりも弱い降水が数多く分布している。DPR よりも弱い降水を検出することが出来る衛星搭載雲レーダー (CloudSat CPR) と DPR の降雪量を比較すると、数では 10 倍、量では 3 倍ほどの差が存在する [1]。この差のほとんどは、DPR の検出可能な降水信号 (~15 dBZ) が高緯度の降雪観測としては不十分なためである。

その一方で、DPR のアルゴリズム内で行われている降水検出は、検出限界に近い降水信号の検出について改良の余地がある。DPR 降水検出の改良のみでは上述した課題を完全に解決することは不可能だが、本発表では、DPR の高緯度降水観測の課題を整理しつつ、DPR アルゴリズムの降水検出改良を実施した。

## 2 DPR 降水検出の概要とその改良

DPR アルゴリズムで行われている降水検出は、“背景雑音を含む降水からのレーダー受信信号プロファイル”と“背景雑音信号”の比較から得られる。それぞれの測定誤差をもつ信号に対して、その両者の差が大きい場合に降水を検出している。具体的には、1) 受信信号と雑音信号の比が測定誤差の任意の係数倍よりも大きい信号を抽出し、2) その条件を鉛直方向に複数個連続して満たすときに降水あり、と判定する。条件 1) は任意の係数を小さくすれば従来手法よりも弱い降水の検出が可能になるが、測定誤差に伴う受信信号のばらつきを降水として誤検出することが増えるので、係数変更による降水検出改良は容易ではない。条件 2) は同時に起こる条件を追加することで誤検出を減らしているが、鉛直方向に複数個のデータが必要となる。したがって、現状の手法では低高度に分布して弱い降水の検出を見逃しやすい。

本発表で新たに提案する手法は、DPR の降水 3 次元観測の特徴を生かして条件 2) を空間方向にも拡張して、2') を満たす信号が鉛直方向あるいは空間方向に複数個連

続する場合に降水あり、と判定させるようにした。それ以外にもいくつかの改良を行った。

## 3 DPR 降水判定の改良結果と今後の予定

図 1 は DPR (KuPR) 降水判定の改良結果を事例で示す。改良手法で新たに降水と判定された場所は従来で検出されていた場所の周囲に分布し、不自然な分布も見られない。降水検出の探索範囲を鉛直 1 次元から 3 次元に拡張したことで、DPR の検出限界に近い降水層が鉛直方向に薄く分布していても効率良く検出できることが確かめられた。DPR の走査角直下付近のみで 1 か月統計解析を行ったところ、改良手法では従来方法に比べて低緯度では 20 %、高緯度では 60 % 程度の降水頻度増加が得られた。

今回の比較結果は降水頻度のみである。今後の予定として、改良の効果が大きい高緯度域の降水量への寄与を調査するとともに、CloudSat CPR との交差事例を踏まえて降水検出改良の定量的評価を進める。

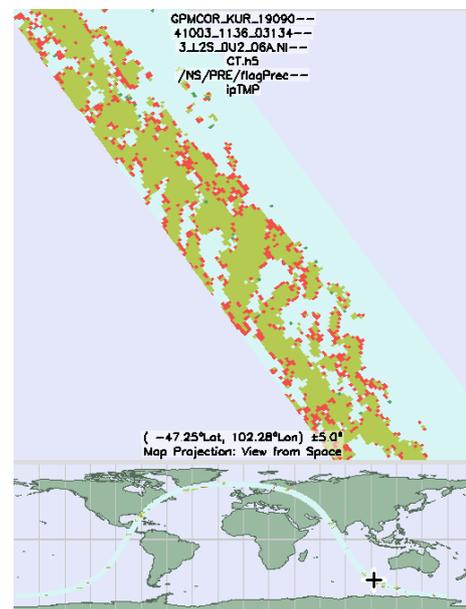


図 1: DPR (KuPR) 降水判定比較 (2019/09/04 軌道番号 31343 の南緯 47 度付近における事例)。薄い緑は“従来および改良手法で降水あり”，濃い緑は“従来手法でのみ降水あり”，赤は“改良手法でのみ降水あり”，を示す。

## 参考文献

- [1] Skofronick-Jackson, G. et. al., 2019, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **58**, 1429-1448

## GPM-DPR を用いた全球 3 次元雹分布：

### 北米地上レーダー網 NEXRAD を利用した雹シグナルの検証

\*清木達也 (海洋研究開発機構)

#### 1. はじめに

北米では S-band ドップラーレーダーによる地上観測網 NEXRAD が整備されており、雹を始めとした様々な粒子種のモニタリングが常時行われている。一方で、発展途上国や海洋上では雹の発生頻度すら分かっておらず、気候における雹の実態は良く分かっていない。

そこで、清木(日本気象学会秋季大会 2019)は GPM-DPR を利用して雹を検出する手法を提案した。本研究では NEXRAD を地上検証データとし、雹と他の粒子種の誤判定を軽減する試みを紹介する。

#### 2. 観測データ

本研究では全球降水観測計画二周波降水レーダー GPM-DPR level2 05A プロダクトを利用し、2014 年から 2018 年までの 5 年間のデータを解析した。利用変数は 2 周波プロダクトに含まれる減衰補正済み Ka 帯 (35.5GHz)レーダー反射因子 ZKa [dBZ], Ku 帯(13.6GHz)レーダー反射因子 ZKu [dBZ]である。ここで、Zku と Zka の差で定義される DFR を氷粒子のバルク密度の指標として解析した。また、JRA55 再解析データも併せて解析に利用した。

GPM-DPR による雹シグナルを評価する為に、地上検証データとして NEXRAD level3 粒子種判別プロダクト(Park et al., 2009)を利用した。2014 年に北米中部で発生した 74 件の hail-storm 事例を抽出し、GPM-DPR の観測と 3 分以内にマッチングしたデータ (NEXRAD-GPM マッチングデータセット) を検証に利用した。

#### 3. 雹の誤判定

層状性の降水帯では融解層が良く見られ、レーダー反射因子が大きき値を持つことから bright-band と呼ばれている。この bright-band は ZKu, DFR 共に大きな値を持つことから (図 1 参照) 融解層近傍において雹のシグナルと間違えられることがある。本研究では主に融解雪(wet snow)とあられや雹が融解した雨粒の巨大粒子による誤判定 (図 2 参照) を除去する。

最終的に全球で雹の 3 次元分布を得る事が出来た。

主に大陸上の対流活発域で背の高い雹レイヤー(厚さ 6700m 以下)が見られるほか、海洋上の対流域 (ITCZ や SPCZ) では凍結高度付近に限定した薄い雹レイヤー(厚さ 1500m 以下)が見られた。

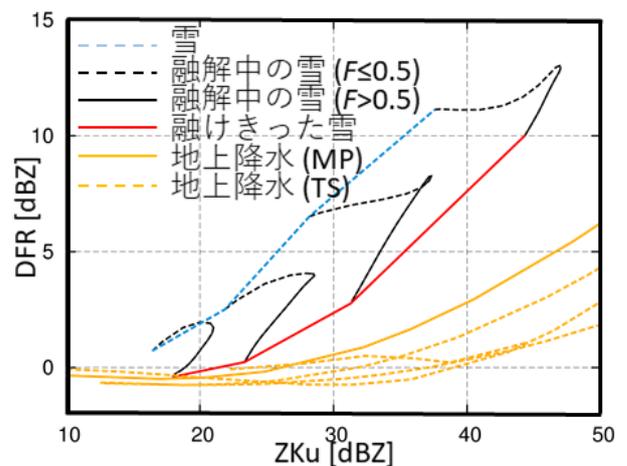


図 1 メルティングレイヤーモデル(Yokoyama and Tanaka, 1984)と Mie 理論を組み合わせた融解雪のシグナル。雪粒子の体積融解率を  $F$  とし、典型的な雪モード (青線) から融解雪(赤線)への遷移を黒線で示す。また、代表的な地表面降水のシグナルを黄色線で示す。

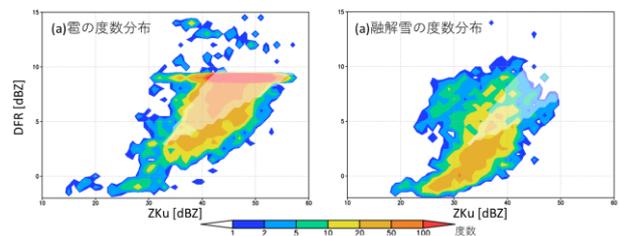


図 2 NEXRAD-GPM マッチングデータセットから作成した雹と融解雪の度数分布。気温 273K-283K の GPM 鉛直層データを利用し、粒子種は GPM 格子内の NEXRAD 粒子種判別の代表種を示している。薄白い領域は本研究で定義した ZKu-DFR の雹の閾値を示す。  
参考文献

[1] Yokoyama and Tanaka, 1984., *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 650-667.

[2] Park et al., 2009, *Wea. Forecasting*, **24**, 730-748.

**Interannual Variability of Regional Precipitation Related to Large-Scale Climate Modes in 1960–2007**

Givo Alsepan (Hokkaido University, Japan), Shoshiro Minobe (Hokkaido University, Japan)

Regional-scale precipitation responses over Indonesia to major climate modes in the tropical Indo-Pacific Oceans, i.e., canonical El Niño, El Niño Modoki, and the Indian Ocean Dipole (IOD), and how the responses are related to large-scale moisture flux convergences are investigated. The precipitation responses, analyzed using a high-spatial-resolution APHRODITE precipitation dataset for the period 1960–2007, exhibit differences between the dry (July–September) and wet (November–April) seasons. Canonical El Niño strongly reduces precipitation in central to eastern Indonesia in the dry season and northern Indonesia in the wet season (Fig. 1), consistent with anomalous moisture flux convergence. It is found that the corresponding moisture flux convergence anomalies occur around the edge of the SPCZ (ITCZ), i.e., zero climatological convergence, in the period when

seasonal migration of those edges comes to 10°–15°S (10°–15°N) from April–November (December–May) in the tropical west Pacific (Fig. 2). This means that the seasonal migration of convergence zones is modulated by canonical El Niño strongly in the convergence zone edges, and this modulation explains regional and seasonal developments of precipitation responses. Similar precipitation responses are also found for El Niño Modoki associated with anomalous moisture flux convergence with slightly different spatio-temporal patterns from those for canonical El Niño. IOD reduces precipitation in southwestern Indonesia in the dry season, associated with anomalous moisture flux convergence. The seasonality of precipitation response to IOD is likely to be controlled by the seasonality of local sea surface temperature anomalies in the eastern pole of the IOD.

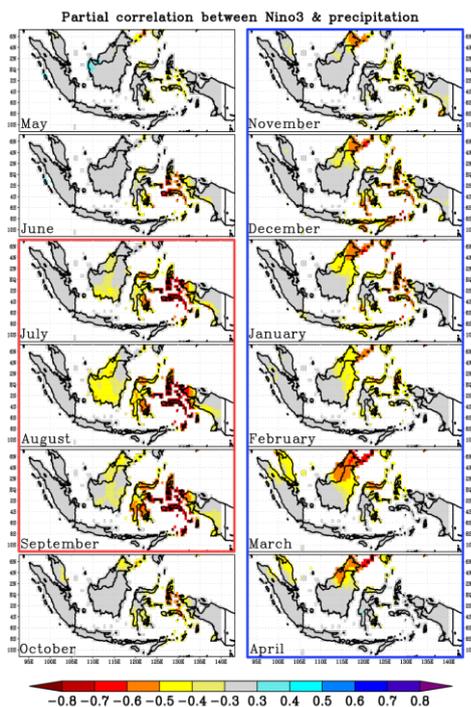


FIG. 1. Partial correlation maps between precipitation and normalized Niño-3. Correlations are calculated for 3-month averaged data, and the center month is written in each panel. Only correlations that significant at the 95% confidence level are shown by color shading. Red and blue frames indicate the dry and wet seasons, respectively.

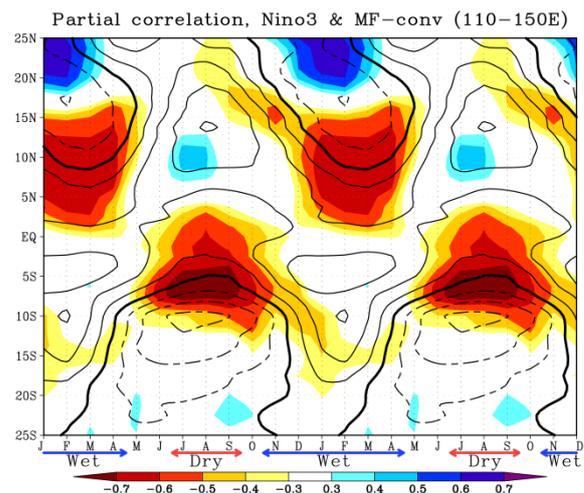


FIG. 2. Time–latitude sections (110°E–150°E) of partial correlation between the vertically integrated moisture flux convergence (MF-conv) and Niño-3 (shading) and climatological MF-conv (contours;  $10^4 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) for 3-month averaged data. Only correlations that are significant at the 95% confidence level are shown by color shading. The solid (dashed) contours shown are 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, and 1 (–0.2, –0.4, –0.6, –0.8, and –1), and the thick contour is the zero contour. Red and blue arrows indicate the periods of the dry and wet seasons, respectively. The x-axis indicates the center month of the 3-month average.

This study has been published in *J. Climate* (Alsepan and Minobe, 2020; doi:10.1175/JCLI-D-19-0811.1)

# 全天赤外輝度温度同化を通じた対流の予測可能性

\*南出将志 (東京大学大学院 工学系研究科 社会基盤学専攻),

Derek J. Posselt (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology)

## 1. 背景

「いつ」「どこで」大気の対流活動が発生するか予測することは、発達過程に伴う強いカオス性のため、数値予報分野における挑戦的なトピックの一つである。個々の対流そのものが雷雨のような形で社会に甚大な被害を及ぼすだけでなく、対流活動はより組織化された現象 (例えば台風や線状降水帯など) 発達の主要な要因を担う。よって対流活動の予測精度向上は水災害被害削減のために必要不可欠であり、そのためには対流活動発達のさらなるメカニズム理解が重要である。

最先端の静止軌道観測衛星であるひまわり 8 号や GOES-16 は、高い時空間分解能を持ち、対流活動の発生・発達に伴うシグナルを捉えられることが期待されている。これら静止軌道衛星の観測能力を最大限に活用するため、近年、対流スケールの全天赤外輝度温度データ同化の可能性が模索されてきた。台風などのケーススタディを中心として、予測精度を大きく向上させる潜在的可能性が指摘されている (Zhang et al., 2016, 2019; Minamide and Zhang, 2017, 2018, 2019; Honda et al., 2018a,b)。本研究では、台風に比べて環境場が対流活動を強く拘束しない現象を一例に、個々の対流活動発生に伴う環境場のシグナルと、それらの予測可能性について検証する。

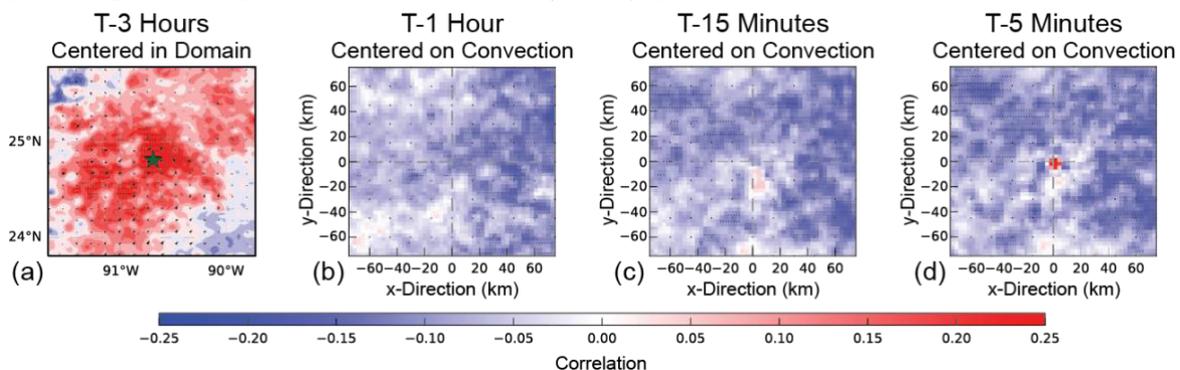
## 2. 手法

本研究では、米国 NASA による Convective Processes Experiment (CPEX) 中にカリブ海で発生したメソスケール対流システム、特にその内部で発生した個々の対流活動をケースとして用いる。ペンシルバニア州立大学

で開発されたアンサンブルカルマンフィルタデータ同化システムを用いて、全天赤外輝度温度データ及び現業機関で従来同化されている観測データセットの同化実験・アンサンブル予測実験を実施する。特に、データ同化によって解像された対流活動に着目し、それらの発生と環境場の関係について、アンサンブル共分散解析を用いて明らかにする。

## 3. 結果, 結論

GOES-16 による全天候赤外衛星観測データ同化を通じて、環境場による拘束の弱い本ケースの対流現象についても、その解析・予測精度が改善した。環境場として、メソ- $\alpha$  (2000-200 km),  $-\beta$  (200-20 km) スケールの水蒸気場は、対流活動発生の 1-3 時間程度前から特徴的な湿潤傾向のシグナルが同定できる (下図 a)。このような対流活動に比べて比較的大きなスケールの環境場は、“対流活動が発生しやすい” システム (ここではメソスケール対流システム) の発生を拘束するが、必ずしも内部で発生する個々の対流活動の場所・時間を規定するものではないことが明らかになった。個々の対流活動に伴う水蒸気場の湿潤シグナルは、メソ- $\gamma$  (20-2 km) スケールにおいて、対流活動ピークの 15-5 分前程度において、明快に表出した (下図 b-d)。よって、対流活動が「いつ」「どこで」発生するか正確に捉えるためには、メソ- $\gamma$  (20-2 km) スケール以下で 5 分程度の分解能が少なくとも必要となる可能性が示唆される。本発表では、より体系的なシグナルの解析結果と、対流活動予測可能性の数値感度実験結果について紹介する。



図：対流活動に伴うピーク時の上昇気流と、水蒸気環境場のラグタイム相関

## 衛星赤外降雨推定に対するヒストグラム補正の適用

\*広瀬民志, 久保田拓志, 田島知子 (JAXA), 豊嶋紘一, 樋口篤志 (千葉大 CEReS), 妻鹿友昭, 牛尾知雄 (阪大), 山本宗尚, 重尚一(京大)

### 1. はじめに

全球衛星降水観測マップ (GSMaP) はマイクロ波放射計 (MWR) 衛星観測網の隙間を, 静止気象衛星の単一の赤外バンド観測のみを用いて補間している. 本研究では第3世代静止気象衛星ひまわり8号の赤外マルチバンド観測に Random Forest 機械学習法を適用し, 手従来手法より高精度で降雨を推定可能なひまわり8号降雨推定アルゴリズム (HRA, [1]) を作成した. [1]では特に中緯度域における HRA 赤外マルチバンド観測の有効性を実証したが, レーダ・アメダスを真値としたため熱帯域における精度検証はまだ十分に行えていなかった. そこで本研究では2019年1年間の HRA 再解析データを作成し, 代表的な衛星降水観測プロダクトである GSMaP との比較検証を行った.

### 2. 結果

図1a内の黒色で示す MWR 観測域では GSMaP は発達した Anvil 周辺の降雨をよく捉えている. しかし灰色の赤外補間領域では顕著な降雨過大評価傾向を示しており, 降雨強度の不連続が発生している. これに対して図1bに示される HRA は静止気象衛星観測のみで降雨推定可能であり, 広範囲の降雨を均質な精度で推定できていることがわかる. また赤外マルチバンド観測情報の取り込みによって, GSMaP の赤外補間降雨と比較して降雨過大評価傾向が大幅に改善されている. 一方で MWR 観測と比較すると, HRA は弱い雨に対して過大評価傾向が見られる. これは Anvil 周辺の背が高く光学的に厚い雲では, 赤外マルチバンド観測から得られる情報量が限定されることが原因と考えられる.

次に熱帯域における HRA と MWR の降雨強度別の観測頻度を比較した. HRA は観測頻度が十分に多い降雨強度  $0.1\text{--}10\text{ mm hr}^{-1}$  の降雨に対しては MWR とよい一致を示したが, 降雨強度  $20\text{ mm hr}^{-1}$  以上の極端降雨に対しては観測頻度が明らかに過小であった. 機械学習モデル内のハイパーパラメータは二乗平均誤差を最小にするよう調整されるため, 観測頻度が限られる極端降雨に対しては十分に調整が機能しなかったと考えられる. 本研究ではこの降雨強度別の観測頻度誤差を解消するため, MWR 観測を真値として HRA の観測降雨強度ヒストグラム自体を補正する手法を導入した. このヒス

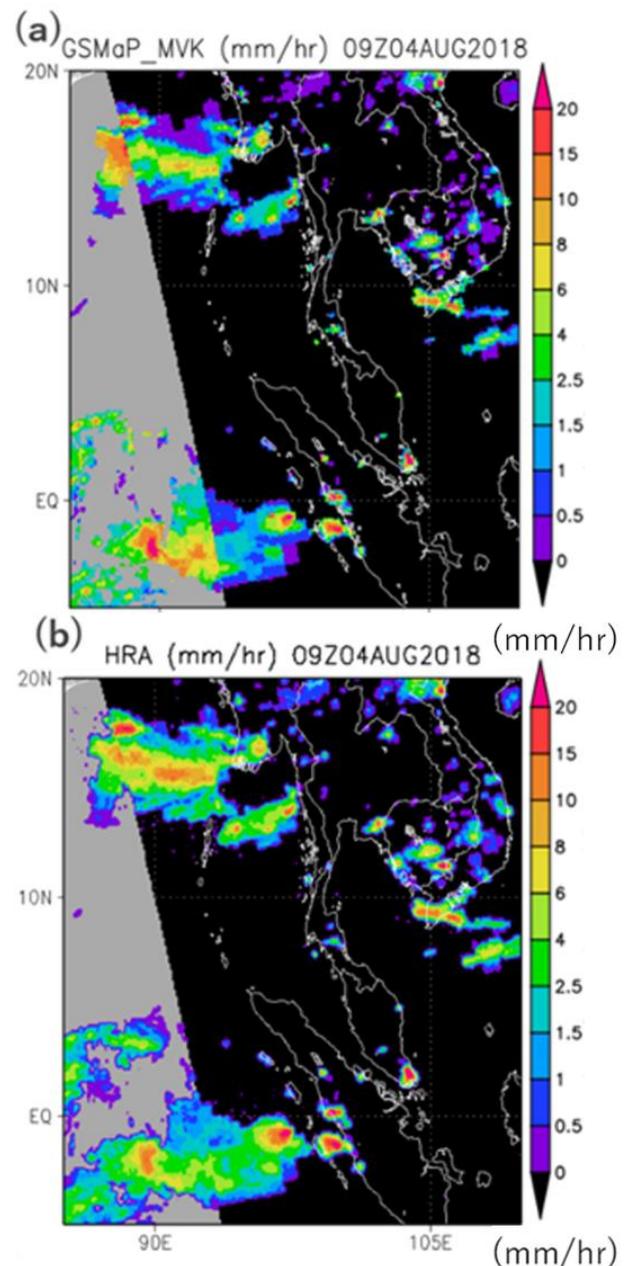


図1. (a) GSMaP, (b) HRA の降雨観測事例

トグラム補正を HRA に適用することによって, 降雨強度別の観測頻度誤差が大幅に軽減され, 弱い雨に対する過大評価傾向も改善されるという結果が得られた.

### 参考文献

- [1] Hirose H., et al., 2019, *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 689-710.

# ULTIMATE：関東圏ウルトラサイト観測の包括的利用による 高解像度数値モデルの連携研究推進

佐藤正樹・Woosub Roh (東大・大気海洋研究所)・岡本創 (九大・応用力学研究所)

## 1. はじめに

関東圏に多数存在するレーダ等の気象観測データにより、高解像度数値モデルを検証・改良するために、ULTIMATE (ULtra sIte for Measuring Atmosphere of Tokyo metropolitan Environment) と称する研究フレームワークを構築している。特に、2022年度に打ち上げが予定されている Earth CARE 衛星の地上検証のために、小金井市 (情報通信研究機構 NICT) にライダー・レーダの設置を進めており、これらのデータを核に、数値モデルの雲・降水過程の検証を行う。

気象・気候モデルの雲・降水過程スキームは不確定性が大きく、様々な観測データによる検証が必要とされている。地球温暖化問題において、雲・降水過程の取り扱いにより気候モデルの気候感度が大きく影響を受けることが知られている。従来、全球モデルの検証のために、人工衛星観測データを利用する手法が用いられてきたが、局所的な地上観測データによる数値モデルの検証はあまり試みられてこなかった。局所的な地上観測データと領域モデルとの比較は容易であるが、その知見が全球モデルに反映されることは一般には難しい。

全球数値モデルと領域モデルをシームレスに繋ぐ数値モデルにより、局所的な高解像度シミュレーションの知見を全球モデルに反映するパスが開かれた。正二十面体格子非静力学モデル NICAM は、ストレッチ格子を用いることにより、関東圏等の局所域を高解像度でシミュレーションすることが可能であり、同一の雲物理スキームを用いて全球シミュレーションを実施することが可能である。

ULTIMATE では、NICAM のような領域・全球をシームレスに計算可能な数値モデルを使うことで、関東圏の気象観測データで数値モデルを検証した結果を、直ちに全球実験に反映することができる。それにより、さらに、領域・全球数値モデルと人工衛星観測との連携を推進することができる。

## 2. 関東圏ウルトラサイトにおける観測

EarthCARE 衛星の地上検証のために配備される観測機器の他、現業用に展開されている観測デー

タを利用する (図1)。NICTにおける多視野角多重散乱変更ライダー(355nm, 10ch)、高スペクトル分解ライダー(355nm)、ドップラーライダー(355nm)、コヒーレントドップラーライダー、HG-Spider 94GHz ドップラーレーダ、ウィンドプロファイラ、つくば(国立環境研)におけるミー偏光ライダー(532nm 偏光, 1064nm)、多視野角多重散乱偏光ライダー(532nm)、高スペクトル分解ライダー(532nm)等 EarthCARE 衛星検証チーム観測データを包括的に利用する予定である。既存の X-band、Ka-Band のレーダ、ウィンドプロファイラ WINDAS に加えて、今年3月に柏市に気象庁の現業用の二重偏波ドップラー気象レーダが全国で初めて配備され、これらの現業観測データの利用も予定している。

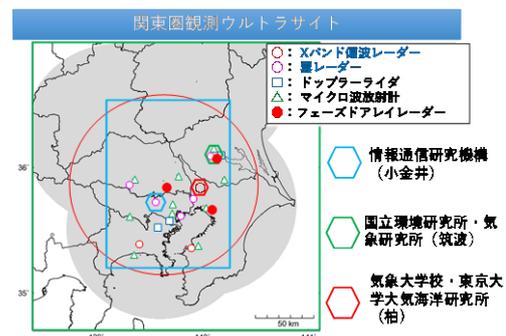


図1 関東圏ウルトラサイト観測網。

## 3. 数値モデル実験

図2に、ストレッチNICAMによる最小格子間隔2.8km、1.4kmの実験結果の比較を示す。総観規模擾乱は妥当に表現される。今後、LES実験等を実施し、雲降水の詳細構造を観測データと比較し、雲降水の物理過程の検証を進める。

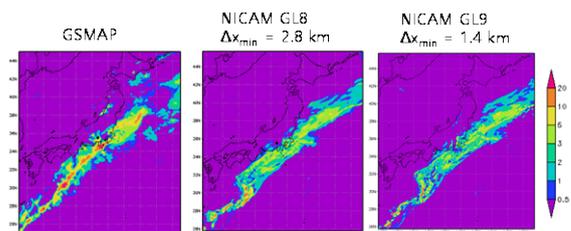


図2 2020年11月18日の数値実験事例による降水分布(mm/h)。左：GSMaP観測、中：NICAM2.8kmメッシュ実験、右：NICAM1.4kmメッシュ実験。

# 衛星エアロゾル特性導出アルゴリズム開発と GOSAT-2/CAI-2 への適用及び誤差解析

\*橋本 真喜子 (JAXA), 石 崇 (NIES), 竹中 栄晶 (千葉大学),  
中島 映至 (NIES)

## 1. はじめに

様々な特性をもつ大気エアロゾルは太陽光を散乱・吸収し、放射収支の見積りの不確定要素となっている。人為起源エアロゾルの主な発生源である都市域でのエアロゾル光学特性の把握は重要である。そこで本研究では、イメージャデータを用いたエアロゾル特性プロダクト導出手法として、多波長・多ピクセル法 (MWPM) [1]を開発した。MWPMは陸上都市域のような地表面反射率が不均一な領域でもエアロゾル特性精度よくエアロゾル特性が導出できるよう開発された手法である。本手法をGOSAT-2/CAI-2 (以下、CAI-2)に適用した結果とアルゴリズムの誤差評価結果を紹介する。

## 2. GOSAT-2/TANSO-CAI-2

2018年10月29日に温室効果ガス観測技術衛星 2号 (GOSAT-2) が打ち上げられた。GOSAT-2には、FTS-2 (温室効果ガス観測センサ2型) とCAI-2 (雲・エアロゾルセンサ2型) の2つのセンサが搭載されている。CAI-2はFTS-2の補助センサであると共に、エアロゾルの光学的厚 (AOT) さおよびオンクストローム指数 (AE), 微小粒子状物質および黒色炭素量を導出するセンサである。特徴として、0.340 $\mu\text{m}$ 帯と380 $\mu\text{m}$ 帯の近紫外のバンドをもつ (表1)。

表1 GOSAT-2/TANSO-CAI-2 観測諸元

バンド(前方/後方)	1/6	2/7	3/8	4/9	5/10
中心波長(前方) [ $\mu\text{m}$ ]	0.339	0.441	0.672	0.865	1.630
中心波長(後方) [ $\mu\text{m}$ ]	0.377	0.546	0.672	0.865	1.630
分解能 [m]	460				920

## 3. 手法

本手法は、大気中エアロゾルの空間連続分布を仮定し、空間方向に不均一な地表面が混在する領域の複数観測点を同時解析することにより、AOTと光吸収特性を同時に推定する。最適化法に解の空間平滑化を組み合わせ、放射伝達モデルをニューラルネットワークの手法[2]で高速化を行った。陸上の解析では、CAI-2の10バンドを使用した。誤差評価では放射伝達モデルを

用いて、エアロゾルモデルの違いによる観測反射率の差異を算出し、エアロゾル特性の誤差計算を行った。

## 4. 結果

CAI-2より導出したエアロゾル特性を地上観測と比較した結果を図1に示す。期間:2019年3~8月、11月(千葉)。比較サイト:千葉、つくば、福江(SKYNET)、Beijing, Lahore, Kanpur (AERONET)。AOTの相関係数は $\sim 0.79$ 。AEはAOT $>0.3$ で相関が見られた。

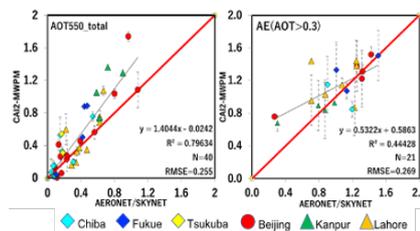


図1 CAI-2(MWPM)とAERONET/SKYNETとの比較

解析に用いたエアロゾルモデルの層高度、粒径分布のモード半径と分散、複素屈折率の実部と虚部、相対湿度の違いによりエアロゾル特性に生じるバイアスを見積もった(図2)。相対湿度や屈折率によるバイアスが大きい。

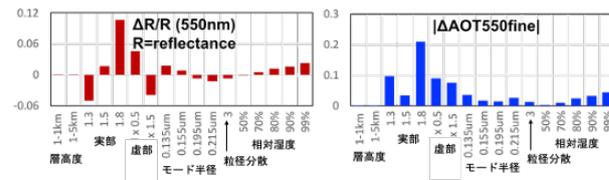


図2 エアロゾルモデルの違いによる誤差評価結果例

## 5. 今後の予定

データを増やしてより詳細な比較を行っていく。

### 参考文献

[1] Hashimoto, M., et al., 2017, *JGR, Atmos.* **112**.

[2] Takenaka H., et al., 2011, *JGR, Atmos.* **116**.

謝辞: This research was supported by the Environment Research and Technology Development Fund (JPMEERF20192001) of the Environmental Restoration and Conservation Agency of Japan, and by JAXA/NIES/MOE GOSAT and GOSAT-2 project team

# EarthCARE/MSI 雲プロダクトにおける Smile effect の影響

\*王敏睿<sup>1</sup>, 中島孝<sup>1</sup>

(1:東海大学情報技術センター)

## 1. はじめに

日欧共同ミッション・EarthCARE は、雲・エアロゾルの 3 次元分布の全球観測及び、それらの相互作用の科学的理解の深化を目的とする気象衛星プロジェクトである。EarthCARE に搭載する 4 つのセンサのうちの多波長イメージャ (MSI) は、可視光から熱赤外の多波長計測により雲・エアロゾルの水平分布を観測し、水雲の微物理量や雲鉛直プロファイルの推定、他アクティブセンサとの複合解析、水平不均質性の影響の定量化など、様々な役割を担う。それゆえ、アルゴリズムの高度化や信頼性向上のための研究が盛んに行われている。

直近の研究では、JAXA/EORC より提供された各ディテクター・ピクセル (以下ピクセル) に対する MSI の感度関数のデータから、特定のバンド (帯域) において感度関数がピクセルによって大きくシフトする現象 (smile effect) が確認された。本研究ではこの smile effect を定量化し、雲物理量のリトリブ精度へ与える影響の程度を評価する。

## 2. 評価ピクセル

図 1 に各ピクセルに対する感度関数のグラフを示す。各帯域のうち、band 1 と band 3 では smile effect が確認された。したがって、smile effect の評価用に、band 1 と band 3 それぞれの最左端 (最短波) と最右端 (最長波) の感度関数を与えるピクセルを、計 4 つ選定した。また、参照用に衛星天頂角が天底のピクセル (pix\_NADIR) を評価計算に加えた。それぞれのピクセルに対応する band 1 と band 3 の感度関数を抽出し、MSI に実装する雲特性解析アルゴリズム CAPCOM (Comprehensive Analysis Program for Cloud Optical Measurements) [1][2]を用いて放射輝度を計算し、放射輝度と光学的厚さ・雲粒有効半径の関係を図式化した。それぞれのピクセルにおける放射輝度の計算では、太陽天頂角を 20° 及び 60° の 2 パターンを用意し、合計 8 ケースを検証した。

## 3. 結果

結果の一例として、図 2 に band 1 の最左端 (太陽天頂角 60°) における放射輝度 (赤線) と、天底ピ

クセルの感度係数を固定した場合の放射輝度 (黒線) を示す。X 軸と Y 軸はそれぞれ band 1 と band 3 の放射輝度を、 $\tau$  は光学的厚さを、 $r_e$  は雲粒の有効半径を意味する。検証の結果、smile effect により放射輝度に多少のズレが生じるが、いずれも誤差が 5% 以内に留められた。また、他の 7 ケースも全て類似した結果が得られた。

## 4. まとめ

現時点では、全てのケースにおいて感度関数の違いの影響はほとんど見られなかった。この検証結果を踏まえ、特殊な大気状態を除けば、SMI 雲プロダクトにおける smile effect の影響は無視できるものと推測される。今後は、地表面反射率の変化の影響の定量化を行う予定。

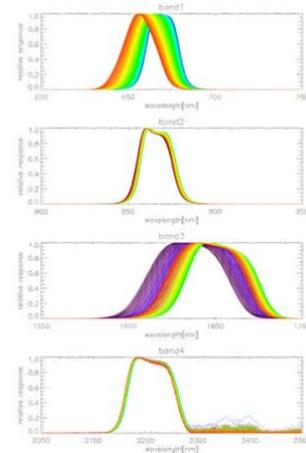


図 1. 全ピクセルにおける測定された感度関数 (JAXA/EORC 提供)

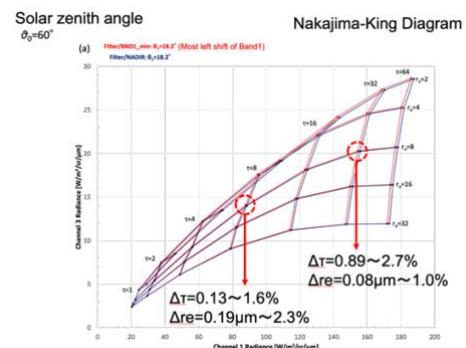


図 2. Band1 の最左端における検証結果

## 参考文献

- [1] Nakajima, T. Y. and Nakajima, T., 1995, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, p4043-4059.  
 [2] Kawamoto, K. et al., 2001, *Journal of Climate*, **14**, p2054-2068.

# 雲微物理特性の水平変動に着目した水雲の粒子成長プロセスの観測的診断

\*永尾隆(東大 AORI), 鈴木健太郎(東大 AORI),

## 1. はじめに

衛星観測で得られる様々な物理量の鉛直・水平分布の情報がエアロゾル・雲・降水プロセスの理解を助けることに疑いはない。ただしその実践にはデータのみならず、着目するプロセスを選択的に写像する巧妙なデータ解析手法こそが欠かせない。例えば、可視赤外イメージャによる雲粒有効半径の大きさは雲発達の場合を示唆し、これを CloudSat による鉛直粒径分布と組合せた CFODD 解析は、暖かい雨のプロセスにおける非降水雲から降水雲への遷移とそれに対応した鉛直構造の成長を描き出した[1]。本研究では雲粒の大きさとは別の観点で、具体的には可視赤外イメージャから得た雲微物理特性の水平変動と水雲の粒子成長プロセスにおける保存量の関係に着目した解析を紹介する。

## 2. 手法・結果・考察

暖かい雲は、初期段階の凝結成長とその後のドリズル生成を伴う併合過程とで発達し、凝結成長では雲粒数密度が、併合過程では雲水量が保存される傾向にある。[2]はこの知見を定量化する指標として「RSD 比」を提案した。RSD 比は、ある領域(ウィンドウ)内での雲粒数密度の相対標準偏差(RSD)を雲水量の相対標準偏差で割った値で、RSD 比が小さい(大きい)ほど、雲粒数密度(雲水量)が保存されている傾向にあり、凝結成長(併合過程)が支配的であることを表す。

図 1 は、GCOM-C/SGLI から得た雲光学的厚さと雲粒有効半径の散布図を RSD 比で場合分けした。RSD 比とともに雲粒有効半径が増加し、分布形状も雲粒数密度一定から雲水量一定に変化し、凝結成長から併合成長へ遷移する様子が見て取れる。図 2 は可視合成、RSD 比、雲粒有効半径の画像で、クローズドセルでは凝結成長が、オープンセルでは併合成長が支配的なことを可視化している。この関係は RSD 比の増加に対するウィンドウ内での雲粒数密度の相関距離の変化として定量化できると期待される(図は未掲載)。図 3 は雲粒有効半径に対する RSD 比とレーダ反射率の関係である。ともに 13  $\mu\text{m}$  付近で傾向が変化しており、併合成長の起こりとドリズル生成の起こりのよい対応を表している。

以上本稿では RSD 比が示唆する凝結成長から併合過

程への相対的寄与の変化と、雲粒有効半径の増加、ドリズルの生成と成長、そしてメソスケールでの雲形態の遷移の整合的な対応を示した。発表当日は全球分布、エアロゾル量や降水との関係についても示したい。

## 3. まとめ

本研究の新規性は、水雲の粒子成長プロセスにおいて雲粒数密度や雲水量が保存される傾向を、水平変動に着目して定量化した点にある。RSD 比自体は、雲プロセスを通して雲粒有効半径と関連しているため、独立した情報を期待するのは難しいが、雲特性の水平変動と雲プロセスの結びつきは、高分解能の数値モデルにおけるプロセス指向の評価や拘束を助けるだろう。

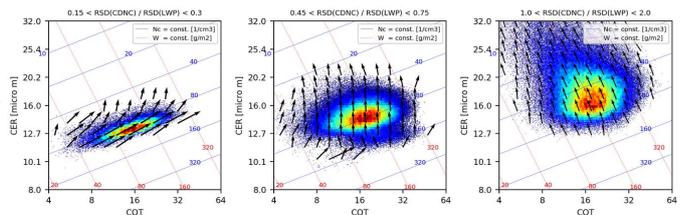


図 1 RSD 比で場合分けした雲光学的厚さと雲粒有効半径の散布図。

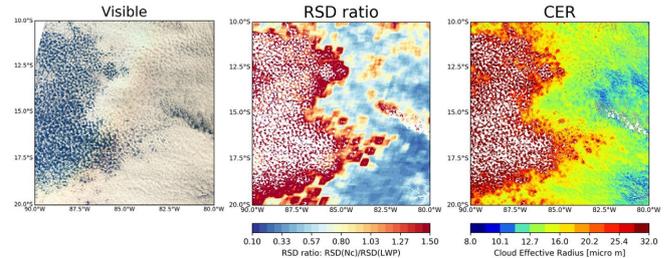


図 2 GCOM-C/SGLI による可視合成(左), RSD 比(中), 雲粒有効半径(右)の画像 2019 年 7 月 25 日ペルー沖。

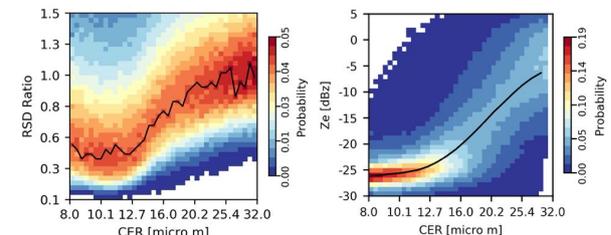


図 3 雲粒有効半径に対する RSD 比(左), 及び鉛直平均レーダ反射率(右)の関係。

参考文献

[1] Suzuki, K., et al. 2010, *JAS*.

[2] Nagao, T. M. and K. Suzuki, 2020, *GRL*.

# ひまわり 8 号機械学習による高時間分解能降水推定プロダクトの検証

\*豊嶋紘一<sup>1</sup>・広瀬民志<sup>2</sup>・樋口篤志<sup>1</sup> (1 千葉大/CEReS, <sup>2</sup> JAXA/EORC)

## 1. はじめに

全球衛星降水観測マップ (GSMaP) は、衛星搭載マイクロ波放射計 (MWR) 観測網の隙間を補間するため、静止衛星の赤外 (IR) 観測によって降雨推定を行っている。しかし雲頂温度(高度)情報のみに依存した降雨推定は熱帯域のかなとこ雲周辺で顕著な降雨過大評価傾向を示し、MWR による観測部分と比べると精度が低下してしまう。2014 年 10 月に第 3 世代静止気象衛星ひまわり 8 号が打ち上げられ、アジア・モンスーン域で IR マルチバンド観測が利用可能となった。そこでひまわり 8 号観測と GPM KuPR 観測を訓練データとした Random Forest 機械学習を用いて、単一の IR バンド観測のみを用いた従来手法より高精度で降雨を推定可能なプロダクト (Himawari Rainfall Analysis, HRA[1]) を作成し、その検証を行った。

## 2. データ

2019 年 1 年分の HRA 降雨プロダクトを作成し、GSMaP MVK v7 と比較を行った。その際 IR による降水推定と比較するため GSMaP の satellite info (IR flag) を用いた。HRA は二乗平均誤差を基準に機械学習モデルのハイパーパラメータを調節するため、観測頻度の少ない極端降雨に対して推定精度が低下するという課題を持つ。この問題に対処するために、MWR の観測降雨強度ヒストグラムを基準に HRA の観測降雨強度ヒストグラムを補正する手法を導入し、補正適用前後での結果を比較した。

表 1. HRA プロダクト諸元

Period	January 2019~December 2019
Area	85°E to 205°E, 60°S to 60°N
Dimension	x:2400, y:2400
Resolution	0.05 deg/grid
Data type	4 byte float
Temporal resolution	1 Hour

## 3. 結果

HRA と GSMaP を比較すると、熱帯域では似通った降水分布を示す一方で、中高緯度では HRA は弱い降水が少ない傾向にある (図 1)。降雨強度割合を比較すると、HRA は 0.1mm h<sup>-1</sup> 程度の比較的弱い雨が少ない一方で、0.1・1 mm h<sup>-1</sup> 程度の降水割合が大きい (図 2)。HRA にヒストグラム補正を適用した結果 (赤線) と初期版 HRA (緑線) に着目すると、1・10 mm h<sup>-1</sup> 程度の降雨強度割合は減少し、0.1・1 mm h<sup>-1</sup> 程度の降雨強度割合の増加がみられ、HRA の弱い雨に対する過大評価傾向の改善が確認できる。陸域の 20 mm h<sup>-1</sup> 以上の降雨強度については GSMaP とほぼ同程度の降雨強度割合となっている。

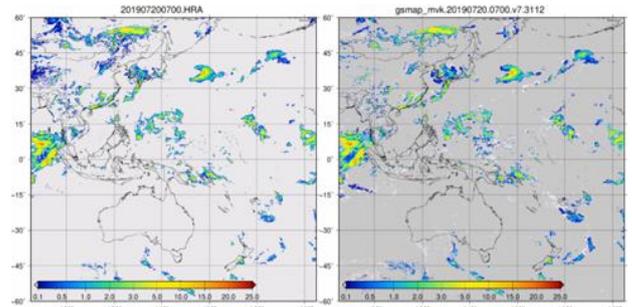


図 1. HRA (左) と GSMaP MVK (右) の降雨分布比較

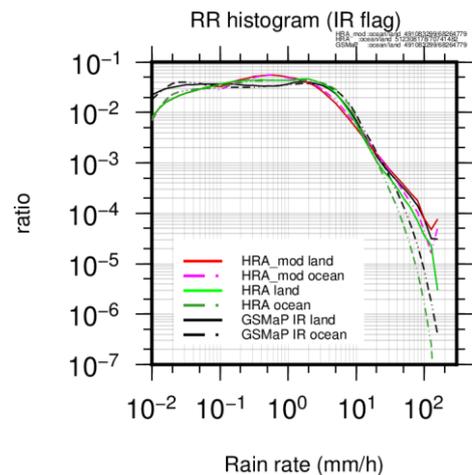


図 2. HRA, GSMaP 降雨強度比較

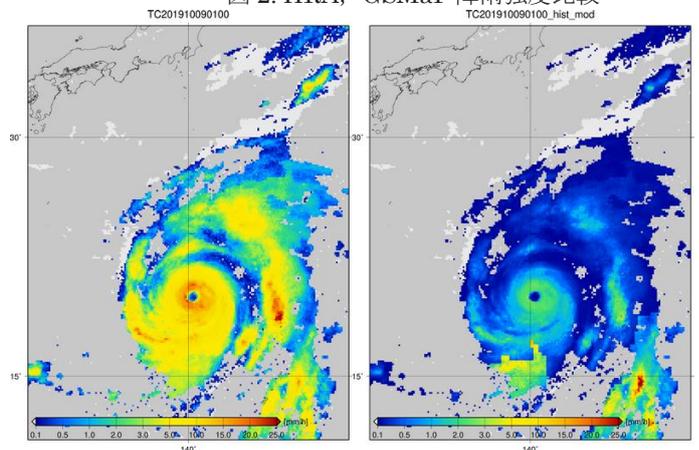


図 3. HRA 初期版 (左), ヒストグラム補正版 (右)

図 3 は 2019 年 10 月 9 日の台風降水事例についての HRA 初期版とヒストグラム改善版を示しているが、数十ミリ程度の降水が分布している台風中心付近領域では弱い降雨強度推定となっているなど改善点を含んでおり今後改良を行ってゆく予定である。

## 参考文献

[1] Hirose et al., 2019, *JMSJ*, **97**, 689-710.

## NICAM/Joint-Simulator 出力を利用した EarthCARE/CPR ドップラ速度誤差の評価(その3)

\*萩原雄一朗<sup>1</sup>, 大野裕一<sup>1</sup>, 堀江宏昭<sup>1</sup>, Woosub Roh<sup>2</sup>, 佐藤正樹<sup>2</sup>, 久保田拓志<sup>3</sup>, 沖理子<sup>3</sup>  
(情報通信研究機構<sup>1</sup>, 東大気海洋研<sup>2</sup>, 宇宙航空研究開発機構<sup>3</sup>)

## 1. はじめに

2022 年度打ち上げに向け, JAXA/NICT/ESA は共同で, EarthCARE 衛星ミッションを推進している[Illingworth et al., 2015]. NICT は JAXA と協力し, この衛星に搭載される世界初のドップラ機能を持つ W 帯雲レーダ CPR の開発を進めてきた. CPR によって全球で計測される鉛直流は, 雲降水粒子の相判別や微物理特性の抽出精度向上, さらに全球気候モデルとの結果比較・検証を通じて, 気候変動予測の不確実性の低減に大きく貢献するものと期待される.

2019 年秋季大会では, 降水の事例について, 全球雲解像モデルおよび衛星データシミュレータ出力を利用し, CPR が観測するドップラ速度 (Vd) をパルスペア共分散から推定した. そして, 水平積分や折返し補正手法を用いて, パルス繰り返し周波数 (PRF) が最大観測高度 20km モードでの, Vd 誤差低減の評価を行った. 本発表では, 通常運用時に用いられる他の2つのモードでも同様な評価を行ったので報告する.

## 2. データと手法

まず NICAM による 2008/06/18 YOTC モデル出力を Joint-Simulator で変換し, 解像度を CPR に合わせた Z 因子 (Ze) と Vd (水平 500m, 鉛直 100m) (NICAM/J-Sim データ) [Hashino et al., 2013] を作成した. この Vd にドップラ広がりによるランダム誤差 [Doviak & Zmric 1993] を加えて水平 500m 積分のパルスペア共分散 (Rt) の実部虚部を算出した. 次に Rt の実部と虚部を積分して, 1km, 10km 水平積分 Vd を求めた. 下降速度が折返しドップラ速度 (V<sub>max</sub>) を超える強い雨エコーでは折返しが生じ, 上層流として測定される. よって, Vd に対しては, 雨エコーが折り返して負の値に現れた Vd と考え, 以下のようにして Vd を折返し補正する手法を適用した.

$$V_{\text{unfolded}} = Vd + 2 \cdot V_{\text{max}} \quad (Vd < -3m/s)$$

## 3. 結果

図 1 にランダム誤差を計算する際に用いた PRF と衛星高度の緯度変化を示す. ここでは, 最大観測高度 20km, 17.8km, 16km の3つの PRF モードを示した. 今回の降水の事例 (北緯 50-53 度, 高度 0-8km, 図は略) では, それぞれのモードでの PRF は約 6279, 7018, 7387Hz である. 図 2 に各モードでの 10km 水平積分後の誤差 (各 Vd と NICAM/J-Sim の Vd との差) の標準偏差 SD を, Z 因子の関数として示した. 20km モード (図 2(a)) では, 折返し補正前, Z 因子の増加と共に誤差が小さくなり SD が一旦小さくなるが, 約-10dBZe を境に, 雨粒によるドップラ折返しにより誤差が大きくなり再び SD が大きくなる様子が見られる. 一方で, 17.8km, 16km モードの結果 (図 2(b), (c)) では見られない. これは PRF が大きくなることによりランダム誤差が小さくなったことおよび, 10km 積分により誤差が低減されたことによる. 同様に 17.8km, 16km

モードでは, 水平積分によって誤差が十分に低減され, 折返し補正による誤差低減が少ない. 折返し補正の閾値を -4m/s, -2m/s とした結果も示したが, 閾値の変化による結果の変化はどのモードでも少ない. 10km 積分と折返し補正により, -19dBZe で, 20km モードでは 1.6m/s (図 2(a)), 17.8km モードで 0.5m/s (図 2(b)), 16km モードで 0.4m/s になり (図 2(c)), SD の低減が見られる.

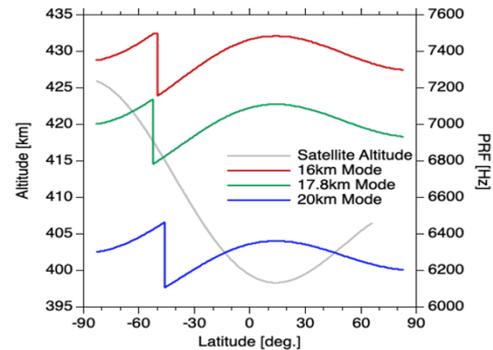


図 1. 衛星高度と各観測モードでの PRF の緯度変化

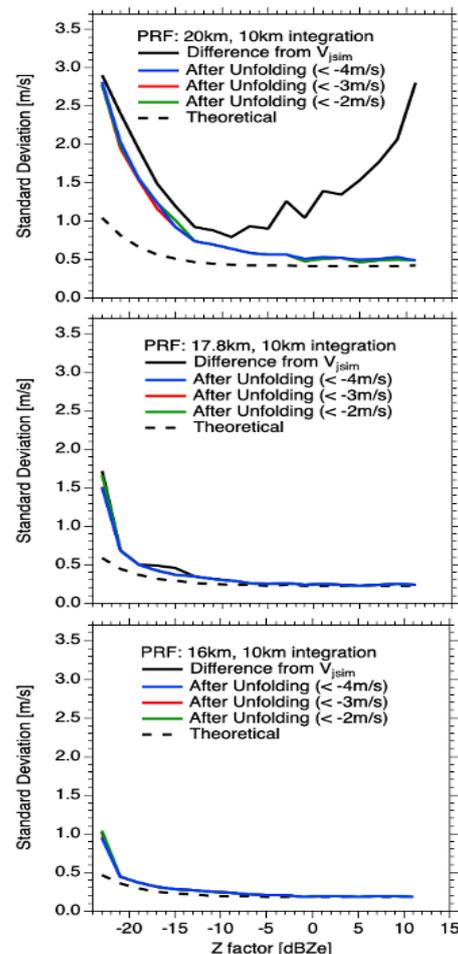


図 2. 10km 水平積分後の誤差の標準偏差. (a) 20km モード, (b) 17.8km モード, (c) 16km モード.

## GPM/DPR と POTEKA 地上稠密観測との降水量観測比較

\*岩下久人（明星電気株式会社），金子有紀（宇宙航空研究開発機構）

### 1. はじめに

一般的には、降水量観測衛星レーダの校正／検証のための地上や洋上の実観測データは少ないとされる。POTEKA 気象観測装置は、気温、相対湿度、気圧、風などの主要気象要素のほかにも降水量も観測可能で、2020年7月現在で日本には約900台が設置されており、局所的ながらも稠密な地上気象観測網が日本各地に構成されている。衛星レーダの校正／検証に有用と思われる降水現象（局地的大雨、線状降水帯大雨、南岸低気圧降水、低層雲降水など）が POTEKA 地上稠密気象観測網上に発生した場合、その校正／検証のためのデータ活用を実施している。



図1 POTEKA

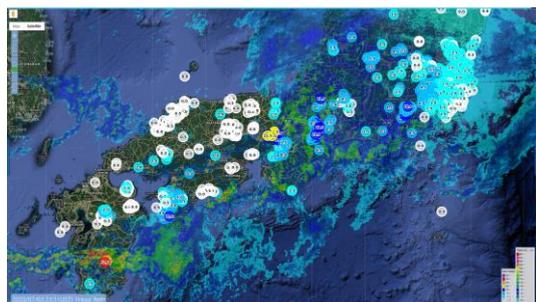


図2 西日本／東日本 POTEKA 設置状況

### 2. 比較用観測事例の選定

GPM 主衛星の DPR と地上観測データとの比較を行うため、GPM/DPR が地上稠密観測網の上空を通過した際に降水現象が発生していた以下3事例を選定した。

#### (1)日時：2018年7月7日

降水現象：線状降水帯による大雨（平成30年7月豪雨）

地域：兵庫県播磨南西部／播磨北西部、岡山県東備地域／勝英地域

#### (2)日時：2018年3月5日

降水現象：通常の温帯低気圧通過による降水  
地域：茨城県県南地域／県西地域、千葉県印旛

#### (3)日時：2019年3月3日

降水現象：通常の温帯低気圧通過による降水  
地域：茨城県県南地域／県西地域、千葉県印旛（地域名称は、気象庁の細分区域名称による。）

なお、これら3事例を選定した理由は、(1)については、典型的な線状降水帯による大雨事例であったこと、(2)及び(3)については、DPR 電波が地上付近まで届きやすい利根川／鬼怒川流域の平坦地形エリアでの通常の低気圧降水であったことである。

### 3. 降水量観測の比較結果概要

選定3事例に関する DPR と POTEKA の降水量観測の比較結果を図3に示す。縦軸が DPR 観測結果で、横軸が POTEKA 観測結果である。平坦地形エリアでの通常温帯低気圧降水であった2018年3月5日（青）と2019年3月3日（緑）の2事例に対して、やや高地エリアでの線状降水帯大雨であった2018年7月7日（橙）の事例の方が、DPR の過小評価が目立つ結果となった。

また、全般的に DPR 過小評価が目立った線状降水帯大雨であっても、一部の POTEKA 観測地点上では DPR が過大評価となっていた。POTEKA 観測地点の周辺の地形環境や標高などが DPR の観測結果に影響している可能性がある。

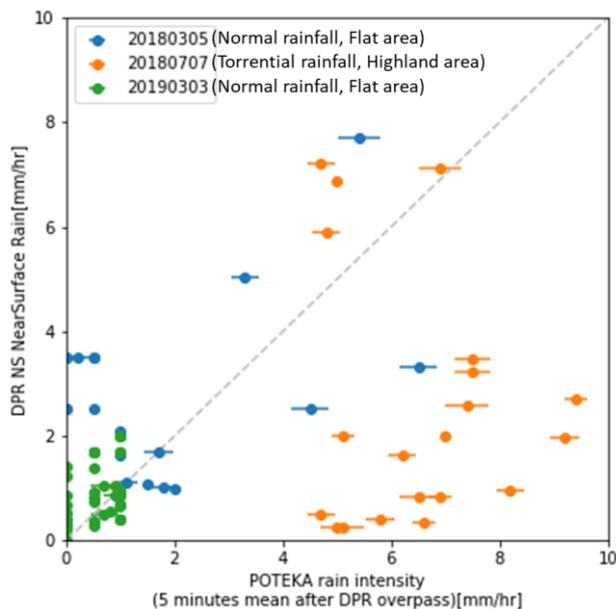


図3 DPR と POTEKA の降水量観測結果

#### 参考文献

- [1]岩下ほか, 2017, 計測自動制御学会誌, 56, 325-330  
[2]Iwashita, et al., 2019: J. Wind Eng. Ind. Aerod., 184 (2019), pp. 153-161.

# 降水予報型 MIROC における降水頻度・強度の改良

\*道端拓朗(九大応力研)・鈴木健太郎(東大大気海洋研)

## 1. はじめに

気候モデルが特に苦手としている雲・降水過程に抱える系統バイアスの一つに、雲水から雨水への変換が現実よりも早く降水強度が弱い、いわゆる“too frequent and too light”バイアスが知られている[1]。このバイアスを軽減するため、従来まで診断的に取り扱っていた降水を陽に予報する、降水予報型スキーム[2]を開発することで雲水から雨水への成長時間スケールを観測と整合的に表現できるようになったほか、より現実的なエアロゾル放射強制力の再現も可能になった[3]。一方、従来型モデルと比較し強い降水レジームの再現性が悪化するバイアスが新たに見つかるなど、降水頻度・強度の問題の完全な解決には至っていない。

本研究では、気候モデル MIROC-SPRINTARS に導入した降水予報型スキームを用いて、気候モデルにおける共通バイアスであるエアロゾル・雲・降水相互作用における誤差補償、特に降水頻度・強度の改善につなげるために、衛星観測データによる制約を使ったモデルの高度化を実施する。

## 2. モデル・評価手法

本研究では、全球エアロゾル・気候モデル MIROC6-SPRINTARS を用いた[4]。本モデルの標準設定では降水を診断的に取り扱う手法が採用されているが、本研究で用いる降水予報型スキームは降雨・降雪の質量および数濃度を予報する 2 moment スキームである。また、降水粒子の放射効果も陽に計算する。AMIP タイプの大気モデル設定で、解像度は T85L40 (約 1.4° 格子) で実験を実施した。衛星観測シミュレータ COSP の拡張機能である水雲の解析ツール[5]を用いて、モデルと観測の降水過程の評価を行った。

## 3. 解析結果

図は、A-Train 衛星観測データおよび降水予報型 MIROC から得られた Contoured Frequency by Optical Depth Diagram (CFODD) である。CFODD は、雲頂からの光学的深さ (ICOD; In-cloud Optical Depth) で規格化したレーダー反射率の鉛直プロファイルを、確率密度関数 (% dBZ<sub>1</sub>) でプロットした図で、雲水が降水に変換される時間スケールを議論する際に有効な手法であ

る[1]。図に示す CFODD は、雲頂の雲粒有効粒径が 18 μm 以上のサンプルのみを取り出しており、降水生成が支配的なレジームを特に見ている。

降水予報型 MIROC によるシミュレーションでは、衛星観測 (図 a) よりもレーダー反射率を系統的に過小評価しており (図 b)、より強い降水の再現性が不十分であることを示唆する。この原因としては、降水が雲域全体から生じることを仮定している点と、観測と整合的な雨滴粒径の再現ができていない点が考えられる。簡易な実験ではあるが、これらのプロセスの調整が降水プロセスの再現性向上に貢献する結果が得られており (図 c, d)、衛星観測データを活用したモデルの系統バイアスの改善の重要性を強調する結果である。講演では、衛星観測データによる雲・降水過程の拘束によるモデルの高度化の手法について議論する。

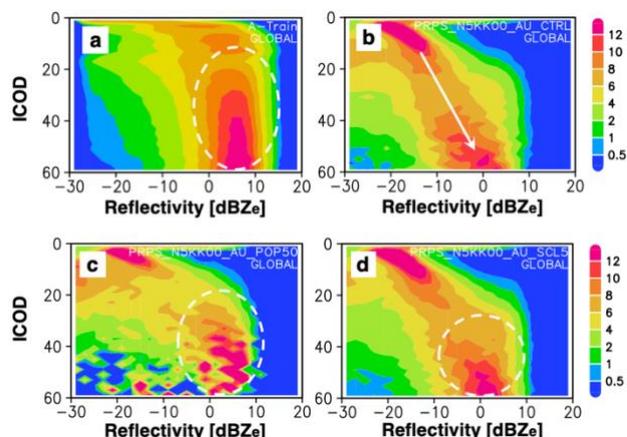


図: CloudSat および MODIS 衛星観測 (a), MIROC 予報型 (b), サブグリッドの降水発生確度の不均一性を認めた簡易スキーム (c), 雨滴同士の衝突効率を変更した実験 (d) により得られた CFODD。雲頂の雲粒有効粒径が 18 μm 以上のサンプルを解析。

## 4. 参考文献

- [1] Suzuki et al. (2015), *J. Atmos. Sci.*, **72**, 3996-4014
- [2] Michibata et al. (2019a), *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **11**, 839-860, doi:10.1029/2018MS001596
- [3] Michibata and Suzuki (2020), *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL088340, doi:10.1029/2020GL088340
- [4] Tatebe et al. (2019), *Geosci. Model Dev.*, **12**, 2727-2765
- [5] Michibata et al. (2019b), *Geosci. Model Dev.*, **12**, 4297-4307, <https://doi.org/10.5194/gmd-2019-104>

## X 帯 PAWR と W 帯 FALCON-I による降水雲同時観測

\*樋口篤志（千葉大 CEReS），本橋優登（千葉大理），鷹野敏明（千葉大 CEReS/工），  
諸富和臣・嶋村重治（日本無線/千葉大 CEReS），小林文明（防衛大地球），  
高村民雄・豊嶋紘一（千葉大 CEReS），岩下久人（明星電気）

### 1. はじめに

米国 Decadal Survey では大気科学分野の重要課題として ACCP (Aerosols and Clouds, Convection and Precipitation) が挙げられ、衛星打ち上げ計画でも Cloudsat の W 帯と他の周波数帯の組み合わせによる ACCP への貢献が検討されている。Post-GPM/DPR でもこの流れは無視できず、計測帯の違いにより雲・降水粒子がどのように見えるかは次期衛星ミッションの成功を占う上で重要な視点である。我々のグループは房総域での雲・降水過程の総合的な観測研究を長年継続しており[1]、W 帯 FMCW 雲レーダ(FALCON-I) [2]と X 帯フェーズドアレイ気象レーダ(PAWR) [3] による連続観測を継続している。本発表では、PAWR を鉛直方向のみを観測するレーダに見立て、X 帯と W 帯で同一の降水雲がどう見えるかに主眼を置き、いくつかの事例を紹介する。

### 2. X 帯 PAWR および W 帯 FALCON-I

PAWR と FALCON-I の主要諸元を表 1 に示す。PAWR は日本無線が開発し千葉市緑区土気に設置され、特徴的な事象を捉えている。30 秒で 3 次元計測が可能である。FALCON-I は鷹野らが開発してきた雲レーダで、周波数変調連続波方式を採用し高い感度と時間分解能(10 秒)が特長である。千葉大学西千葉キャンパス内に設置され、連続観測がなされている。

表 1 X 帯 PAWR[3]と W 帯 FALCON-I[2]の比較

	PAWR	FALCON-I
中心周波数	9.4 GHz (X)	94.79 GHz (W)
高度分解能	250 m	48.8 m
時間分解能	30 秒	10 秒
観測範囲	3 次元	鉛直 1 次元*

\*1: 走査機能の追加により集中観測時には走査可能

### 3. 初期結果、および今後の展開

ここでは 2018 年 11 月 13 日の PAWR と FALCON-I を比較した。両者の高度分解能が異なるため、PAWR に合わせた、PAWR データは FALCON-I の上空の緯度経度分を抽出した。W 帯での時間高度断面図を図 1、同時刻帯・同観測域の X 帯の断面図を図 2 に示す。観

測波長から想定されるサイズパラメータなりのレーダ反射因子を得ていることがわかる。加えて、ACCP 研究に資するためには低周波側の観測感度が極めて重要であることもここから想起される。

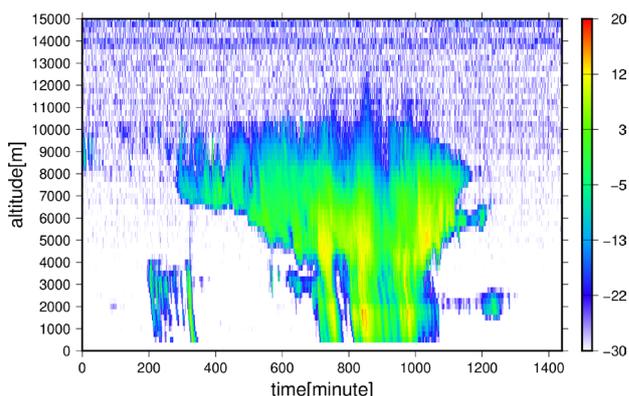


図 1 2018 年 11 月 13 日 09 JST～11 月 14 日 09 JST の FALCON-I によるレーダ反射因子 (dBZ) の時間高度断面

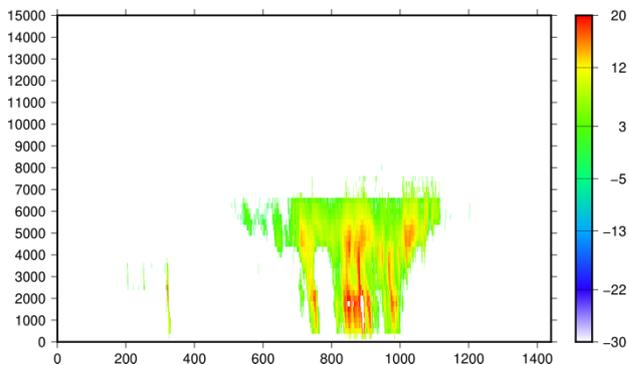


図 2 図 1 と同期間の PAWR による FALCON-I と同一箇所の観測データを切り出した時間高度断面。

今後は他の事例を抽出し簡単な考察を加えると共に、可能であれば DFR [4] 解析を行う予定である。

謝辞: 本研究は科研費 (18H01288, 20K04080), JAXA EO-RA2, 日本無線共同研究の一部支援を受け実施した。参考文献

- [1] Kobayashi et al., 2011, SOLA, **7**, 125-128.
- [2] 阿部ほか, 2009, 電気学会論文誌 A, **129** (4), 177-182.
- [3] 柏柳ほか, 2017, 日本無線技報, No.68, 13-16.
- [4] Akiyama et al., 2020, GRL, **46**, 7007-7014.

# 雲レーダとの同時観測を想定した降水レーダの検討

\*高橋暢宏 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

Nobuhiro TAKAHASHI (ISEE, Nagoya University)

## 1. はじめに

熱帯降雨観測衛星 (TRMM) や全球降水観測計画 (GPM) 主衛星に搭載された降水レーダ (PR, DPR) による 20 年以上の精度の良い 3 次元降水観測により、熱帯気象、極端現象や山岳性降雨などに対する全球的な理解が進んだほか、GPM では雨滴粒径分布の推定や雹や霰の検出が進められている。また、気象予報ではレーダのデータの同化も行われている。TRMM や GPM の降水レーダの観測をベースとした作られた全球降水マップ (例 GSMaP) は、今では欠かせない (インフラ的な) ものとなり、さらなる高度化も求められている。

一方で最近の豪雨災害の激甚化と気候温暖化の関係が懸念されており、例えば、降水システムの発達過程の観測や雲と降水の統合的な観測が求められている。米国 NASA の ACCP (Aerosols, Clouds-Convection-Precipitation) では、ライダーによるエアロゾルの観測、雲レーダと降水レーダの併用による雲と対流・降水観測を計画しており、降水システムの発達過程の観測にドップラーレーダを必須としている。

本報告では、ACCP への参画を想定し、雲レーダと降水レーダの同時観測を想定した時の降水レーダの観測要求性能について解析を行った結果を示す。

## 2. 観測要求と検討項目

雲・降水過程を観測する上で、Ku 帯の降水レーダに対しては、GPM 主衛星搭載の Ku 帯降水レーダ (KuPR) よりも 10dBZ 以上の感度向上、雲レーダの水平分解能に対応した高密度観測やドップラー速度の観測のほか、広い走査幅の観測も求められている。広い走査幅の観測に関しては、TRMM や GPM を用いた観測実験により、クラッター高度やグレーティングローブに関する検討がなされている[1, 2]。以下では、1) GPM と CloudSat の同期観測データを用いた Ku 帯レーダの要求感度に関する解析、および、地上レーダの 3 次元データを用いた、2) 高密度観測の評価、および 3) ドップラー速度観測のシミュレーションを行った。

## 3. 方法

1) CloudSat と GPM/DPR のマッチアップデータは

NASA 提供の 2BCSATGPM プロダクト[3]を用いた。CloudSat 観測における降水エコーの定義を最低観測高度から 5 または 7 レンジビン (1 レンジ=240m) 連続でエコーが存在するとして、CloudSat の最低検出高度における Z (デシベル値、以下同じ) に対する出現頻度のヒストグラムを取った。なお、CloudSat の Z は、総減衰量の値を用いて減衰補正をしている。一方で、GPM の KuPR のデータは、閾値を 10, 15, 20 dBZ と変えた時のヒストグラムを対応する CloudSat の Z に対して作成した。これらから、KuPR の閾値を下げた時のヒストグラムを外挿により推定し、要求感度を求めた。

2) XRAIN を 4 基合成して作成した 3 次元データセット (水平 250 m, 鉛直 500 m 間隔) を用いてフットプリントの大きさを変えた場合、および衛星観測としてフットプリント間隔を変えた場合において、Z とエコー頂高度に対して相関係数の劣化の観点で評価した。

3) ドップラー速度計測については、レーダ性能から決まる速度誤差はランダム誤差とし、レーダのフットプリント内の各点における鉛直運動と衛星の飛行速度の漏れ込みを考慮してドップラー速度を見積もった。

## 4. 結果

CloudSat の降水観測の下限値を -20dBZ とした場合、80% の同時観測を実現するには、雨と雪に対してそれぞれ 0dBZ, -7dBZ の感度が KuPR に必要となった。

フットプリントが KuPR と同様の 5km の場合、高密度観測は、Z に対しては有効であるが、エコー頂高度に関しては、改善は見られなかった。これは、フットプリントが大きいため、離れた背の高いエコーの影響が現われるためである。

ドップラー速度の推定値をオリジナルデータと比較するとフットプリントの大きさによりぼやける効果が表れるほか、エコーのエッジで大きな値 (ビームの端のみがエコーを捉えていることによる) を示していた。

## 参考文献

- [1] Takahashi, N., 2018, IEEE TGRS.
- [2] Yamamoto, K., et al., 2020, IEEE JSTAR
- [3] Turk, J., 2016, NASA Technical Report.

# A-Train の複合衛星観測を用いた 降水雲システムの鉛直粒子構造

\*菊池麻紀 (JAXA/EORC), 鈴木健太郎 (東大/AORI)

## 1. 背景

降水過程において水物質の相変化により放出される潜熱は、降水機構の対流活動を加速させる。そのため、降水機構の鉛直粒子構造は、その寿命を規定する主要要因の1つである。降水を伴う雲の鉛直構造は、(いまだ十分に理解されていないが) 降水レジームにより様々な微物理構造から成り、それが成長過程を通して変化すると考えられている。

本研究では、A-Train 衛星コンステレーションに搭載されているセンサ群(雲レーダ CPR, ライダ CALIOP, 多波長イメージャ MODIS, マイクロ波放射計 AMSR-E) の観測データを複合的に解析し、浅い積雲から深い積乱雲まで様々な降水雲システムの鉛直粒子構造を観測的に調査した。さらに、本研究では積乱雲に焦点を当て、積乱雲の鉛直構造が雲頂での浮力に応じてどのように系統的に変化するかを解析した。

## 2. 手法

本研究では、2007~2009 年の CPR と CALIOP の全球観測から巨視的な降水システムのレジームを識別した。降水レジームは、TRMM 衛星の可視赤外イメージャ (VIRS) と降水レーダ (PR) から識別する手法 (Masunaga et al. 2005; Matsui et al. 2016) を応用し、本研究では、CloudSat・CALIPSO の雲プロダクト (JAXA A-Train Product) の雲頂高度と降水頂高度から次の降水レジームに分類した; ①Shallow Warm, ②Shallow Cold, ③Mid Warm, ④Mid Cold, ⑤Deep. TRMM 衛星による従来手法では、雲頂高度はイメージャである VIRS を利用していたのに対し、本研究では、CPR・CALIOP に応用することで、より直接的な雲頂の推定が可能となり、巻雲が重なった多層構造の降水レジームを適切に検知できる点が特徴である。

本解析ではさらに、Luo et al. (2009) の手法を基に、雲頂での浮力推定を導入した。この手法は、MODIS の雲頂温度から、ECMWF 客観解析データから得られる雲頂での気温を引いた差分  $\Delta T$  を浮力の指標としている。本研究では、この浮力を成長過程と関連付けて、以下の3つの成長段階を定義した。

〈浮力と成長段階の定義〉

- ・  $\Delta T \leq -3.0^{\circ}\text{C}$  : 成長期
- ・  $-3.0^{\circ}\text{C} \leq \Delta T \leq 3.0^{\circ}\text{C}$  : 成熟期
- ・  $3.0^{\circ}\text{C} \leq \Delta T$  : 衰退期

## 3. 結果

Deep に分類された降水レジームについて、各成長期におけるレーダ反射因子分布を図1に示す。気温で規格化しているため“降水雲の代表的なレーダ反射因子の鉛直分布”と捉えることができる。各図には、プロファイルを構成する粒子種を解釈するため、雲粒子種識別ダイアグラム (Kikuchi et al. 2017) を重ねた。図1 (a)の成長期では、氷点下のレーダ反射因子は比較的 low、氷雲粒子 (3D-ice や 2D-plate) に近い分布を示しているが、成熟期から衰退期にかけて、その値が系統的に増加し、雪氷晶 (Snow) から成るプロファイルに変化していることがわかる。特に成熟期では、“二つの枝”に分かれる二極分布を示し、雲から降水モードへ加速的に推移している様子が読み取れる。

今回の発表は、Kikuchi and Suzuki (2019) の解析結果を中心に報告する予定である。

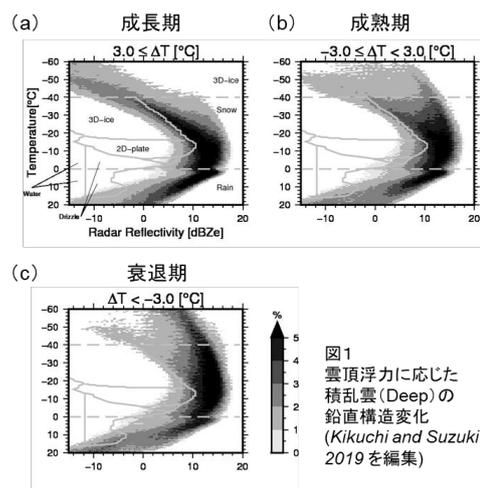


図1  
雲頂浮力に応じた  
積乱雲 (Deep) の  
鉛直構造変化  
(Kikuchi and Suzuki  
2019 を編集)

## 参考文献

- [1] Masunaga et al. 2005, *J. Climate*, **18**, 823-840.
- [2] Matsui et al., 2016, *J. Hydrometeorol*, **17**, 1425-1445.
- [3] Hagihara et al. 2010, *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H33.
- [4] Luo et al. 2009, *GRL*, **36**, L05808.
- [5] Kikuchi et al. 2017, *J. Geophys. Res.*, **122**, 11022-11044.
- [6] Kikuchi and Suzuki 2019, *GRL*, **46**, 1040-1048.

# CloudSat とひまわり 8 号を用いた 雲物理特性の時間変化について～その 2～

\*山内 晃, 鈴木健太郎 (東京大学大気海洋研究所)

## 1. はじめに

雲は地球の水循環・放射収支に大きな影響を与え、気候システムを変化させる。雲による影響は、雲の微物理特性に依存しており、実際の大气で起こっている現象を理解するために、雲内部の構造や雲特性の時間的変化を調べるのが重要である。2019 年度春季大会では、CloudSat とひまわり 8 号の複合利用データから雲のライフサイクルの遷移を示すことができることを報告した。本大会では 2020 年春大会で発表予定であった、解析期間を延長し、他の静止気象衛星との比較を行った結果について報告を行う。

## 2. 使用データ・対象期間

本研究では CloudSat の鉛直 240m 毎の雲マスクとレーダ反射率は 2B-GEOPEOF (Mace et al., 2007, Marchand et al., 2008)、気象場の鉛直プロファイルは ECMWF-AUX (Partain 2007) の CloudSat プロダクト (<http://www.cloudsat.cira.colostate.edu>) をそれぞれ使用した。また、静止気象衛星ひまわり 8 号の 10 分毎、空間解像度 5km のフルディスク雲特性データ (e.g., Nakajima and Nakajima 1995, Kawamoto et al., 2001) は宇宙航空研究開発機構 (JAXA) の分野横断型プロダクト提供サービス (P-Tree) より提供を受け、Meteosat-10 の 10 分毎、空間解像度 3km のフルディスク雲特性データは EUMETSAT より提供を受けた。

対象期間 2017 年 3 月から 2018 年 12 月の解析を行い、対象領域は各静止気象衛星のフルディスク領域とした。雲マスクの値が 20 以上を雲域とし、雲頂温度が 0 度以上の水雲のみを解析対象とした。鉛直雲層内の最大レーダ反射率 (MaxZe) によって以下のように降水カテゴリーを 3 つに分類した。  
非降水 :  $\text{MaxZe} < -15\text{dBZ}$ 、ドリズル :  $-15 < \text{MaxZe} < 0\text{dBZ}$ 、降雨 :  $0\text{dBZ} < \text{MaxZe}$  (Frisch et al., 1995, L'Ecuyer et al., 2009, Suzuki et al., 2011)。ま

た、静止気象衛星のフルディスクデータは 10 分または 15 分毎であるため、CloudSat 通過時点の静止気象衛星のデータは、CloudSat 通過時刻から前後 5 分または 7.5 分以内のデータを取得した。静止気象衛星のデータは CloudSat 通過時点との雲特性分布の比較を行うことで、ラグランジュ的にトラッキングを行っている。

## 3. 結果と考察

降水カテゴリー毎の光学的厚さ(COD)と有効粒径(CER)の二次元頻度分布(joint-PDF)を描き、CloudSat 通過時と通過前後 30 分または 45 分の joint-PDF の差を取ることで、雲特性の時間的変化を調べた。特に、降雨の際に雲特性の変化は大きく、CloudSat 通過時に降雨に分類していたものは、通過前と比べると COD, CER とともに増加しており、通過後と比べると COD, CER とともに減少していた。Suzuki et al., (2010) では雲のライフサイクルは大きく分けて凝結過程、併合過程、蒸発過程の 3 つの段階に分かれることが示されており、本研究の結果は衛星からも雲のライフサイクルの遷移を捉えられたことを示している。

Contoured Frequency by Optical Depth Diagram (CFODD, Nakajima et al. 2010; Suzuki et al. 2010b) 解析では、CER の時間変化によって、雲の鉛直構造を成長中、成長が途中で止まった場合、減衰中の 3 つのパターンに分類を行った。CFODD の解析からは、成長中に比べて、成長が止まった場合と減衰中の方が、雲内部の降水強度が高くなることを示した。これは一度 CER が大きくなることを経験している場合の方が重力落下にともなう粒子補足過程が促進し、雲内部の降水強度が高くなるのではないかと考えている。また、CFODD を 3 つの場合に分けたことで、雲の鉛直構造のライフサイクルについても示すことができると考えている。

専門分科会 2  
「霧研究の現状と展望」

## 全球の海霧の分布とその温暖化時の変化

\*川合秀明、神代 剛、遠藤洋和 (気象研究所)、 荒川 理 (海洋研究開発機構)

霧の研究というと、局所的な視点で詳細なメカニズムを論ずる研究が多いが、本発表では、全球的な視点での海霧についての研究成果を発表する。

### 1. 全球の海霧の分布

まず、全球の海霧の分布について、夏季と冬季の違いも含め、わかりやすく説明する。なお、海霧は基本的には移流霧が多い。また、衛星データ (CALIPSO ライダー衛星) を使って初めて海霧分布を推定した結果 (Kawai et al. 2015) についても報告する。衛星データからも船舶観測気候値に近い値が得られており、船舶観測よりも豊富にデータが得られるというメリットがある。また、船舶の航行が難しい海域の海霧も推定できるという利点もある。

### 2. CMIP5 モデルの全球の海霧の再現性

次に、CMIP5 のマルチモデルデータの海霧分布の再現性を明らかにした結果 (Kawai et al. 2018) を紹介する。海霧分布はモデルによって大きく異なること、夏の北太平洋など北半球の夏の再現性は多くのモデルで比較的高いが、北半球の冬の海霧の分布はうまく再現されていないことが示される。

### 3. 全球の海霧の温暖化時の変化

上述の結果に基づき、マルチモデルの霧の表現の信頼性の高い北半球 7 月を対象に、CMIP5 マルチモデルにおける霧の温暖化時の変化を調査した。海面水温を上げる実験 2 種類、海面水温を変えずに二酸化炭素濃度を 4 倍増させる実験の計 3 種の実験のデータを用い、海霧の変化を調査した結果を紹介する。

これらの実験から、暖気移流の変化と海霧の変化がよく対

応していることが示された (Kawai et al. 2016, 2018)。これは、北太平洋においては、太平洋高気圧の変化と海霧の変化が極めてよく対応しているということである (この関係は、観測の年々変動からも示されている; Kawai et al. 2018)。

例えば、SST を上昇させた場合、北半球の夏季には、北太平洋の西部で霧が減少し、北太平洋の東部で霧が増加する (図 1)。これらの霧の変化は、SST 上昇に伴う北太平洋高気圧の弱化によって、北太平洋西部で暖気移流が弱まり、また、北太平洋東部では暖気移流が強まることによる (図 1)。これらの結果はほぼ全てのモデルで一致しており、信頼性は高いと言える。

### 謝辞

本研究の一部は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラム (JPMXD0717935561)・科学研究費助成事業 (JP18H03363、JP19K03977、JP19H05699) の支援により実施された。

### 参考文献

- Kawai, H., et al., 2015: Characteristics of the Cloud Top Heights of Marine Boundary Layer Clouds and the Frequency of Marine Fog over Mid-Latitudes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 613-628.
- Kawai, H., et al., 2016: Changes in marine fog in a warmer climate. *Atmos. Sci. Lett.*, **17**, 548-555.
- Kawai, H., et al., 2018: Changes in Marine Fog over the North Pacific under Different Climates in CMIP5 Multi-Model Simulations. *J. Geophys. Res.*, **123**, 10,911-10,924.

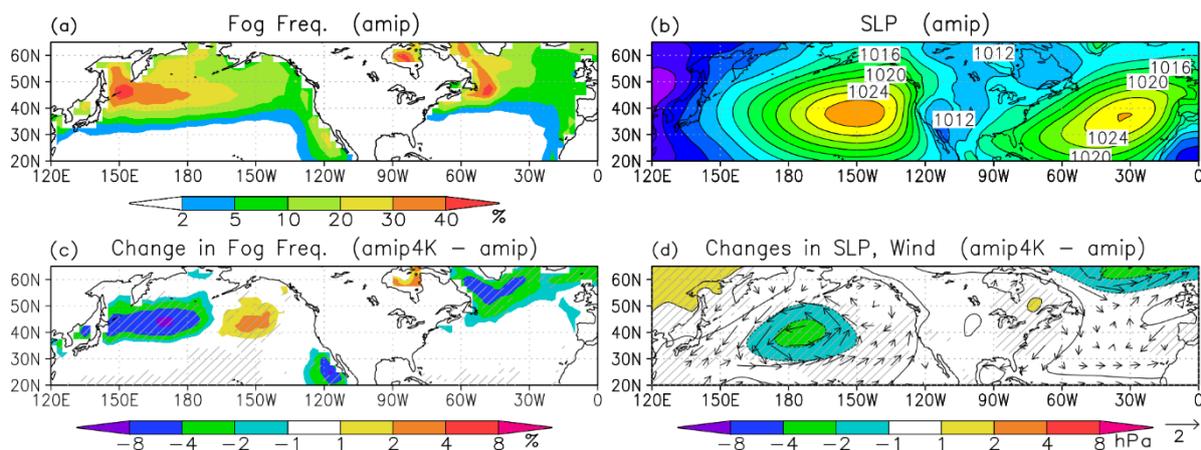


図 1 : 上段は 7 月の霧の発生頻度 (左図、単位%)、海面気圧 (右図、単位 hPa) の気候値 (amip 実験)。下段は amip 実験と SST 上昇実験との差 (SST 上昇実験 - amip 実験)。10 個の CMIP5 モデルのアンサンブル平均。ハッチは 80% 以上のモデルの変化の符号が一致する領域を示す。いずれも 1979-2008 年 (30 年) のデータを使用している。

## ドローンによる低層雲の観測

\*菅原広史, 河野貴行 (防大地球海洋)、設楽丘 (タイプエス)

## 1. はじめに

ドローンは強力な観測プラットフォームになりつつあるが、現在の法規制下ではオペレーターが目視できる範囲での飛行が安全上の原則となっている。このため、雲中の計測は困難である。しかしながら、例えば沿岸部の飛行場に海から進入してくる霧・低層雲など、ドローンが活躍できそうな雲の計測のニーズは多々ある。そこで、今回は安全性を確保したうえでドローンによる低層雲の計測を行った事例を報告する。

## 2. 観測の概要

観測に使用したドローンはタイプエス製R-SWMで、計測項目は風向風速、温湿度、気圧(いずれも1秒値)、可視画像、赤外画像である。観測場所は青森県六ヶ所村にある陸自対空射撃場で、万一の事故の際にも人的被害は発生しない場所である。この場内かつ高度500m以下での無人航空機飛行について航空局の承認を得て観測を実施した。

東北地方太平洋沿岸は梅雨期に霧が発生しやすく、三沢飛行場ではひと月あたりの霧発生日数が14日にのぼる時もある。さらにこの地域の霧は海から進入することが多く、現況把握・予報が困難である<sup>[1]</sup>。今回は2019年7月にドローンによる観測を行った。

## 3. 観測結果

本報告では2019年7月12日早朝に計測された低層雲について報告する。なお、観測当時の地上視程は4000m以上でありこの低層雲は霧ではない。環境場としては六ヶ所村は日本海および関東沖にある低気圧の前面に位置していた。図1にドローンにより観測された気温、露点温度、風速、可視画像中の輝度偏差を示す。輝度偏差は各シーンにおけるピクセルの輝度の標準偏差を平均値で除した値(0-1)である。図中には可視画像から判定した雲底および雲頂を記載している。雲底高度についてはシーロメータおよび目視により計測された180mと可視画像での判定値がほぼ一致した。雲層上部においては湿潤断熱減率に近い気温分布となっているが、下部では乾燥・湿潤断熱減率の中間の値となっている。この低層雲はこの後徐々に解消していったことから、雲層下部の気温分布は地面からの熱的対流により雲層が消失する過程をとらえたものと考えられる。

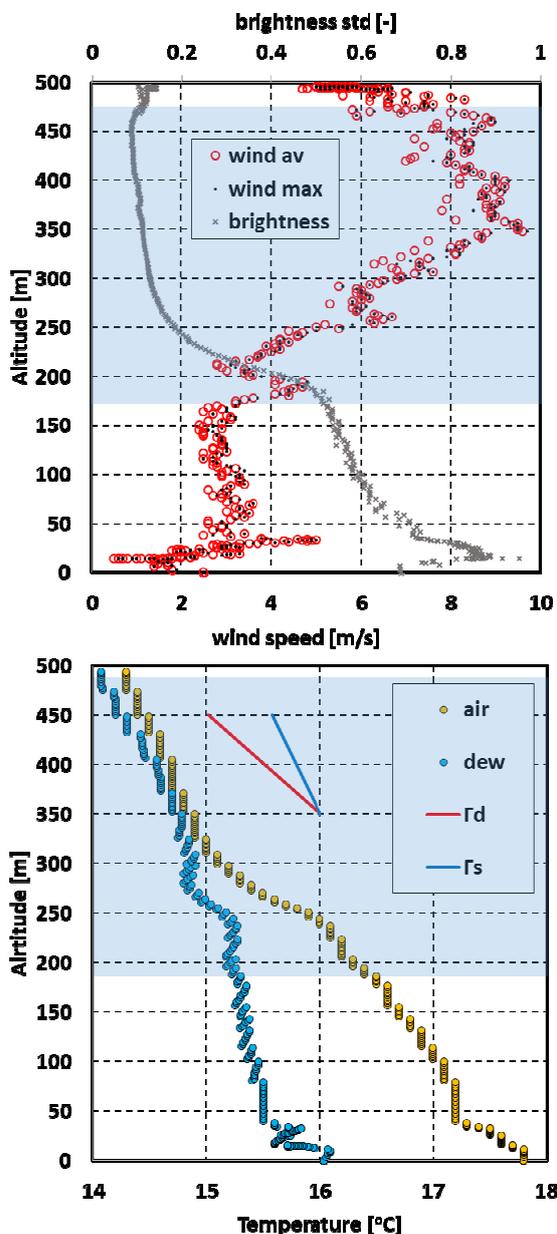


図1 鉛直プロファイル。7月12日 8:15- 8:28. ハッチェリアが可視画像から判読した雲層。

## 参考文献

- [1] Okuda T., K. Tomine, H. Sugawara, 2010: Mechanism of temporary improvement and rapid changes in visibility in fog. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**: 243–261.

## 謝辞

観測に際しては空自航空気象群、空自三沢気象隊にご協力をいただきました。

霧に関する数値シミュレーションー「岩手雫石の盆地霧と洋野町種市のヤマセの霧」ー

○名越利幸 (岩手大), 菱満貴 (一関市一関小), 田中弘道 (成田市中台中), 上野美咲 (久慈市大川目小)  
 NAGOSHI,T (Iwate-U), HISHI,M (Ichinoseki ES), TANAKA,H (NakadaiJHS), KAMINO,M (Okawame ES)

1 はじめに

本研究は, 大気の放射過程を含む最新版名大 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。再現する霧は, 岩手県雫石盆地における盆地霧と, 岩手県洋野町種市のヤマセの霧の2つである。

2 計算設定とその結果

(1) 岩手県雫石盆地の霧について

石森 (2017) が観測した霧を対象とし, 2015年11月19日正午を初期時刻とした。水平格子間隔を500m, 最小の鉛直格子間隔を10mに設定し, 計算を実行した。その結果, 霧の雲水量の値は,  $1.0 \times 10^{-4} \sim 4.0 \times 10^{-4}$  [kg/kg] 程度と, 十分に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。

(2) 岩手県沿岸部のヤマセの霧について

上野 (2019) の観測 (映像含む) データを参照し, 北寄りのヤマセと南寄りのヤマセが連続している7/18・19を対象とした。2018年7月17日午前0時を初期時刻とし60時間計算した。水平格子間隔を1km, 最小の鉛直格子間隔を20mに設定し, 計算を実行。霧の雲水量の値は,  $1.0 \times 10^{-4} \sim 4.0 \times 10^{-4}$  [kg/kg] 程度と, 十分に霧と判断でき, 霧の発生が確認された。

3 考察

(1) 岩手県雫石盆地の霧について

ドローンの観測地点を通るよう, 鉛直方向を0mから700mまでに設定し, 雲水量を描いた(x-z断面)。霧は, 午前4時頃に発生し, 午前8時半頃まで存在している。高度に着目して見ると, 霧の上端は, およそ高度360mであり, 観測と一致する。次に, 雫石盆地における高度255mの雲水量と地表面の風を描いた(x-y断面)。霧が発生する頃, 盆地内では北寄りの風に変わり, 霧が存在している時間には, 盆地内の風が弱まる。風が弱まることで, 対流混合が抑えられ, 放射冷却が働き, 霧が盆地内に発生し留まることができると考えた。まとめると, 盆地に発生する霧は, 盆地内の風が北寄りの風に変わる午前4時頃から, 気温が上昇し始める午前8時半頃まで盆地内に存在する。

さらに, 観測地点を通り, 鉛直方向を0mから700mまでに設定し, 雲水量と南北, 鉛直方向の風を描いた(y-z断面) (図1)。霧は, まず, 岩手山の南斜面 (盆地の北) から発生し, 盆地中央に溜まると同時に, さらに, 南斜面で発生した霧が反対側の北斜面にぶつかり, 重力によって戻ってくることで, 霧が盆地中央で振動するという現象が見られた。

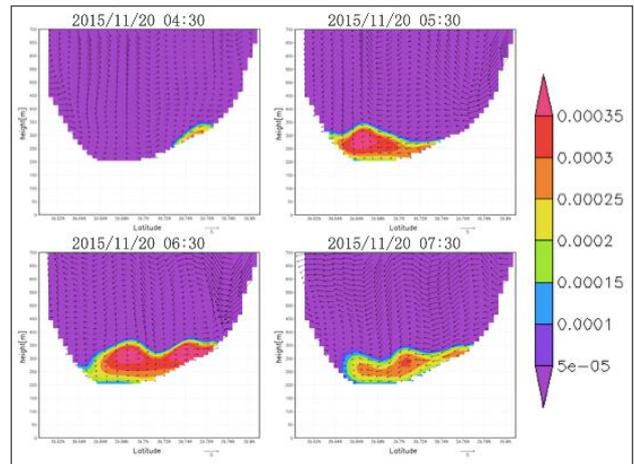


図1 雫石盆地: 雲水量[kg/kg], 南北と鉛直の風 (y-z断面)

(2) 岩手県沿岸部のヤマセの霧について

川尻川水門を通るように鉛直方向を0mから1500mまでに設定し, 雲水量と東西, 鉛直方向の風を描いた(x-z断面) (図2)。霧と風の様子を見ていくと, 海洋上で発生した霧が風によって流され, 沿岸において, 西風が弱くなると, 東風が卓越し, 斜面に沿って霧を伴った空気塊が内陸に進入し空気塊が斜面に沿って上昇し露点に達して2次的に霧が発達する。

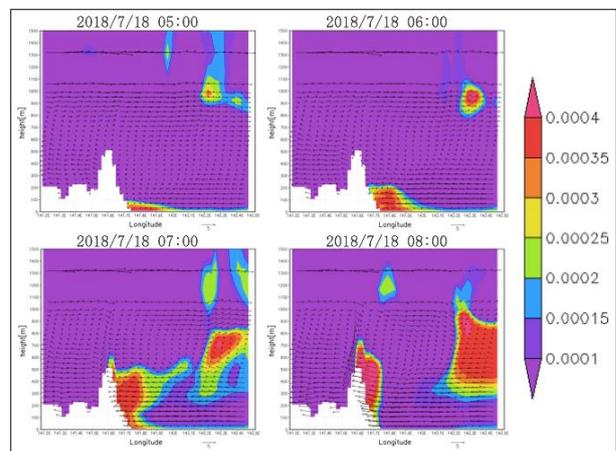


図2 ヤマセ: 雲水量[kg/kg], 東西と鉛直の風 (x-z断面)

4 まとめ

名大 CReSS による数値シミュレーションにおいて, 霧の発生が確認される条件は, 「数値計算に大気の上・下方向の放射過程を含む」, 「鉛直格子間隔を10m, 20mと細かい設定」, 「水蒸気の供給源を反映させる」の3つである。また, 実際に観測された霧と CReSS による数値シミュレーションの結果を比較すると, 霧と認められる水量は,  $1.0 \times 10^{-4}$  [kg/kg] 程度より大きいことも示された。本研究は科研費基盤研究B代表・名越利幸による。

参考文献: 石森 2017・上野 2019: 岩手大学教育学部理科教職科卒業論文

# つくば市におけるヒートアイランド現象が放射霧に与える影響

\*浅野裕樹<sup>1</sup>, 金子竜也<sup>2</sup>, 横山仁<sup>3</sup>, 日下博幸<sup>4</sup>

(<sup>1</sup>筑波大学・生命環境科学研究科 <sup>1</sup>筑波大学・地球学類

<sup>3</sup>防災科研・水土砂防災研究部門 <sup>4</sup>筑波大学・計算科学研究センター)

## 1. はじめに

霧はひとたび発生すると、人間活動に多大な影響を与える。例えば、放射霧が作り出す幻想的な風景は観光資源として近年注目されている。一方で、霧は視程を低下させ、交通障害を引き起こす。都市では郊外に比べて人口が多いため、霧が人間活動に及ぼす影響は大きくなる。

多くの先行研究では、都市や郊外のある1地点の長期観測データを比較することで都市が霧に及ぼす影響を調査している (Sachweh and Koepke, 1997; Gu et al., 2019)。一方で、都市内外における気温と相対湿度の詳細な分布と霧分布を調査した研究はない。霧は時間的にも空間的にも変動が大きいため、都市化の影響を調べるためには都市内外を含む細密な観測が必要となる。

したがって、本研究は、都市と郊外が隣接するつくば市において、高密度な霧、気温、湿度、風観測を行い、都市が放射霧の発生を抑制することを霧の気温および相対湿度の詳細な分布から検証することを目的とする。

## 2. 手法

本研究では茨城県つくば市を対象地域とした。つくば市は関東平野の東部に位置し、人口約23万人の中規模都市であり、秋の静穏夜間には放射霧が発生する。つくば市は都市部と郊外で土地利用が劇的に変わり、地形もおおむね平坦であるので、都市気候の研究を行う上で理想的な環境である。

2019年10月～12月にかけて市内各地で定点観測を行った。観測項目は気温と相対湿度である。上記期間中の霧発生日には移動観測も行った。2グループに分かれて市内各地で視程(霧)、気温、相対湿度、風向風速を観測した。視程は観測点から見える信号の数を数え、後日地図上で視程を推定した。移動観測は20時～22時と4時～6時の2回行った。

## 3. 結果

図1は移動観測で観測した2019年11月1日午前4時の霧の分布である。当日は高気圧に覆われ、前日夜から明け方まで静穏な夜間であった。10月31日の夜には霧は発生しなかったが、11月1日の早朝に霧が発生し

た。都市部と郊外の両方で霧が発生していたが、都市部では郊外に比べて霧が薄かった。気温は都市部で高く、郊外で低かった。都市ヒートアイランド現象(UHI)が観測されたことから、都市部ではUHIによって霧の発生が抑制され、霧の濃さが薄くなったと考えられる。

12月12日の事例では、11月1日の事例と同様に明け方に霧が発生した。この事例では、郊外で非常に濃い(視程230m未満)霧が発生したが、つくば駅周辺では霧は発生しなかった。気温は都市で高く郊外で低く、UHIが霧発生を抑制したと考えられる。

12月17日の事例では、上空は雲に覆われていたが霧が発生した。この事例では、都市と郊外で霧および気温の差は見られなかった。上空に雲があることで、地上での放射冷却が弱まり、UHIの効果が弱かったことが原因だと考えられる。

都市の内外を含む詳細な霧、気温、相対湿度、風の分布を調査し、晴れた日の夜間には都市が霧の発生を抑制する効果があることを明らかにできた。さらに、曇りの日には都市が霧の発生を抑制する効果が小さくなることも明らかになった。

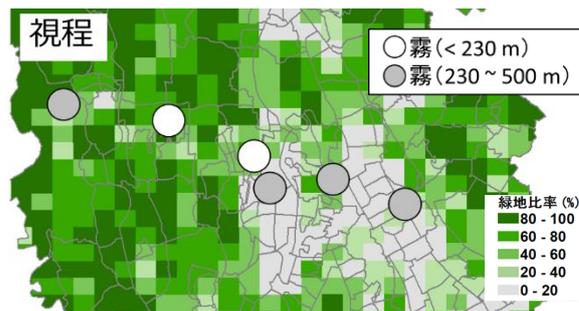


図1 2019年11月1日4時に観測した霧の分布と緑地被率。

## 謝辞

本研究はJSPS科研費JP19H01155の助成を受けたものです。

## 参考文献

- [1] Sachweh M. and P. Koepke, 1997: *Theor. Appl. Climatol.*, **58**, 89-93  
 [2] Gu, Y., et al., 2019: *Atmos. Res.*, **220**, 57-74

Ka バンド雲レーダーによる霧の観測

\*前坂 剛・大東 忠保・岩波 越・鈴木 真一・出世 ゆかり・櫻井 南海子（防災科研）

1. はじめに

2019年11月25日の未明から昼前にかけて、関東地方の広い範囲で相対湿度が100%に近い状態となり、霧やもやが観測された。関東地方では電車の遅延が発生し、また、羽田・成田空港では他の空港への目的地変更や、着陸のやり直しが相次ぐなど、霧やもやによる視程不良は首都圏の交通に大きな影響を与えた。通常の気象レーダーでは降水よりも粒径の小さな霧粒を検出することができないが、Kaバンドの雲レーダーでは観測できる可能性がある。本発表では東京都大田区に設置した防災科研のKaバンド雲レーダーにより観測された当該日の霧やもやの観測例を紹介し、Kaバンド雲レーダーによる霧の検出可能性について考察する。

2. 気象官署における視程の観測

気象庁（東京；図1の丸印）の観測では11月24日の夜から湿度が100%の状態が継続しており、25日の0130 JSTからもやが観測されていた。0620 JSTには視程が2 km未満となり、その10分後の0630 JSTには視程が1 kmの霧が観測された。0650 JSTには視程が2 km未満のもやとなり、0700 JST以降ももやが観測された。

3. 雲レーダー観測

図1は防災科研のKaバンド雲レーダー（Ka2；東京都大田区に設置）によるレーダー反射因子（仰角1.6°のセクターPPI観測，MTIによるクラッタ除去済み）の時間変化を示している。視程が2 km未満となった0620 JST頃（図1a）では、視程観測地点（丸印）周辺で-20 dBZ以下のまばらなエコーが見られ、視程が1 km未満の霧が観測された0630 JST頃（図1b）には-20 dBZ以上のエコー域が明瞭に確認できる。その後、エコー域は南に移動し、視程が2 km未満のもやとなった0650 JST頃（図c）では視程観測地点周辺で明瞭なエコーは確認できなかった。その後エコー域は0718 JSTにはレーダーの南西まで南下した（図1d）。

図2は同レーダーによる0718 JSTのRHI観測（方位角240.7°，図1dに示す破線方向）結果を示している。霧のエコー頂高度は、ほとんどの距離で300 m程度（図2破線）と低く、レーダー反射因子は-20 dBZから-14 dBZ程度であった。

4. 霧の検出可能性

視程が1 km未満となる霧のエコーは-20 dBZ以上のレーダー反射因子として観測された。エコーとしてはとても弱く、当該レーダーでは観測可能であるのは距離20 km以内であり、それ以遠の距離ではノイズレベル以下のレーダー反射因子となる。また、霧のエコー

頂高度は300 m以下であるため、レーダーの設置においては低い仰角（2°以下）が観測可能である地点が望ましい。

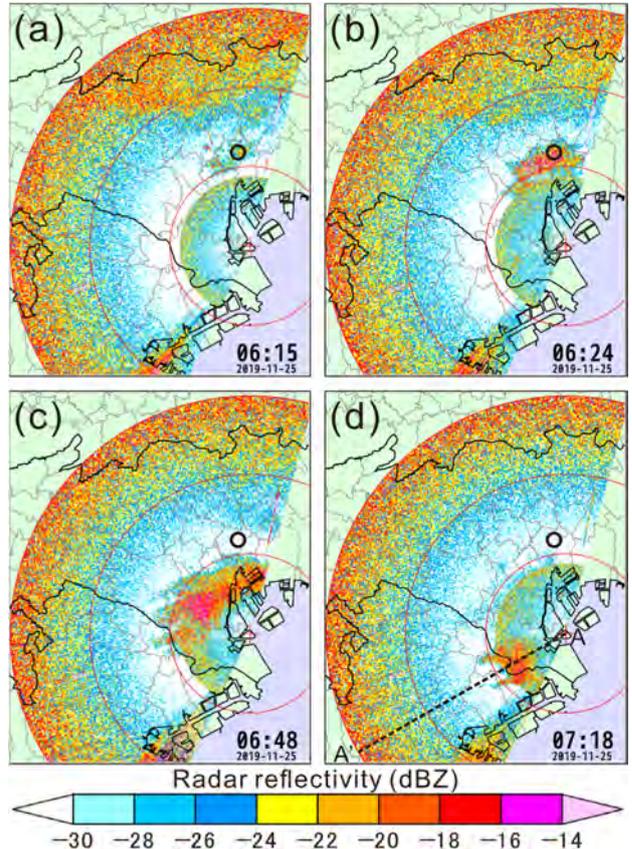


図1 2019年11月25日に防災科研のKaバンド雲レーダー（Ka2，東京都大田区に設置）で観測したレーダー反射因子（仰角1.6°のセクターPPI観測，MTIによるクラッタ除去済み）。a) 0615 JST, b) 0624 JST, c) 0648 JST, d) 0718 JST. 赤線はレーダーからの距離（10 km 毎）を、丸印は視程の観測場所（気象庁・東京）の位置を示す。破線 A-A'は図2における RHI スキャンの位置を示す。

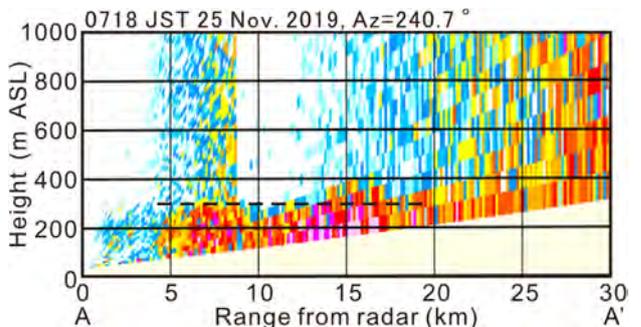


図2 2019年11月25日0718 JSTに防災科研 Ka2 レーダーで観測されたレーダー反射因子（方位角 240.7° の RHI 観測，図1dの A-A'の方角，MTIによるクラッタ除去済み）。カラースケールは図1に同じ。破線は代用的なエコー頂高度（300 m）を示す。

# 東京湾の霧予報に向けた予備実験 ～大気海洋河川相互作用の役割～

\*高玉孝平 (理化学研究所 R-CCS), 三好建正 (理化学研究所 R-CCS)

## 1. はじめに

沿岸域における霧は、しばしば大気-海洋-河川の相互作用の結果として生じる。河川によって供給される淡水は海水よりも軽いため、海水よりも温度が低い場合であっても、河口付近で上部に薄い層を形成することができる。霧の発生は飛行機や船舶の航行に大きな影響を与えるものであり、たとえば羽田空港では年に1回ほどの割合で濃霧による被害を受けている。本研究では2016年3月8日に東京湾北西部で発生した霧事例に注目し、大気-海洋-河川オフライン結合モデルを用いた再現実験を行った。

## 2. 実験設定

大気モデルの駆動に必要な高解像度の海面水温を得るため、領域海洋モデルROMS[1]を用いた。この際、河川モデルによって得られた河川流入の効果を考慮したRIV実験と、考慮しないCTL実験を行い、両者を比較することで河川の影響を明らかにする。大気モデルにはSCALE[2]を用いた。海洋モデルと大気モデルにはそれぞれネスティングドメインを設定しており、東京湾を中心とした最も内側の領域における格子間隔は海洋・大気双方とも500mとした。

## 3. 結果

3月7日夜から3月8日の朝にかけて、東京湾北西部の海面水温はCTL実験よりもRIV実験で1度以上低い(図1コンター)。この低温水域は荒川と隅田川河口を起点として広がっており、また海洋の上部0.5m以内という薄い層に限られている。3月7日の早朝には周辺域で強い降水が生じており、時間差をともなった河川流入量の増大が低温水域の形成に寄与していると考えられる。低温水域に対応する形で、3月7日夜から3月8日の朝にかけて、RIV実験の2m相対湿度はCTL実験よりも1%以上大きい(図1陰影)。地上付近では北東風が吹いており、相対湿度の高い空気が南西方向に延びる形で羽田空港にかかっている。

低温水域上における大気温の鉛直プロファイル(図2左)は、RIV実験においてのみ海面から40mまで減少、すなわち逆転層が生じていることを示している。RIV実験の相対湿度(図2右)は海面で極大をとり、その付近ではCTL実験よりも大きい。40mまでは減少し、

それ以降はCTL実験と同様に増加するが、70mでCTL実験の値が上回る。

本実験では水蒸気の飽和は見られなかったが、大気下層における霧発生ポテンシャルの増加に対応した特徴が河川流量を考慮することで得られるようになった。今後データ同化とアンサンブル実験を用いた本格的な予報実験に取り組む予定である。

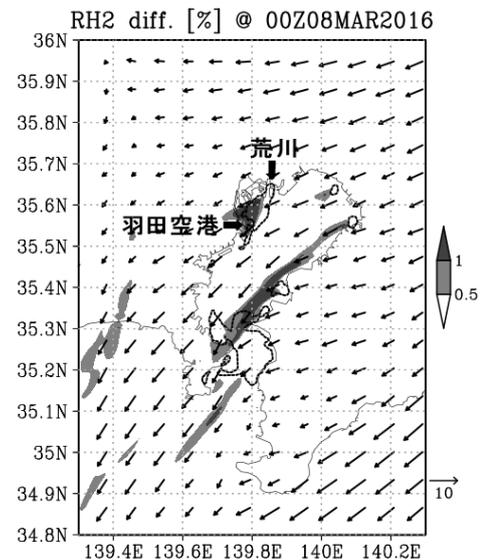


図1 2016年3月8日00 UTCにおけるRIV実験とCTL実験間の2-m相対湿度の差(陰影, %), 海面水温の差(-1°Cにコンター)と、RIV実験における10-m風速。

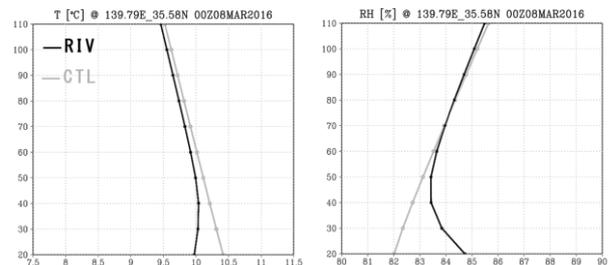


図2 東京湾北西部における温度(左図, °C)と相対湿度(右図, %)の鉛直プロファイル(縦軸 m)。黒線はRIV実験の、灰色線はCTL実験の結果である。

## 参考文献

- [1] Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams, 2005, *Ocean Modelling*, **9**, 347-404.
- [2] Nishizawa, S., et al., 2015, *Geosci. Model Dev.*, **8**, 3393-3419

## 立山における霧水中の化学成分の特徴

\*渡辺幸一 (富山県立大学工学部), 姫玖玖 (富山県立大学大学院工学研究科)  
 朴木英治 (富山市科学博物館), 加藤咲 (富山市科学博物館)

### 1. はじめに

立山など北陸山岳域は日本海を挟んでアジア大陸と直面しており, 国内の大気汚染物質だけでなく, 中国など環日本海諸国からの越境汚染物質が活発に輸送されている. アジア大陸からの大気汚染物質は, 北陸山岳域での雲形成などさまざまな自然環境へ大きな影響を与えていると考えられ, 立山での大気観測や霧水(雲水)の採取, 化学分析データの蓄積は, アジア大陸由来の物質輸送や生態系影響評価において極めて重要である.

演者らは, 立山の西側斜面においてエアロゾル粒子などの大気観測と共に霧水, 降水の化学成分の測定を行ってきたが, この間, 特に中国の大気汚染排出量が大きく変化してきた. 本発表では, 主に, 立山・室堂平(標高 2450 m)における霧水の化学成分について, その特徴や長期的な変化について報告する.

### 2. 方法

2003年以降, 立山西側斜面の数地点(美女平(標高 977 m), 弥陀ヶ原(標高 1930 m), 室堂平(標高 2450 m))において, エアロゾル粒子などの観測や, 霧水, 降水の採取, 化学分析を行ってきた. なお, 諸事情により 2012~2016年まで室堂平での霧水試料のサンプリングは中断していた.

霧水の試料採取は秋季(9月)を中心として, 細線式パッシブサンプラーを用いて採取し, イオン成分濃度の測定をイオンクロマトグラフ法で行った. 霧水の集中観測時には過酸化水素濃度の測定も行った.

### 3. 結果と考察

2000年代の室堂平では $\text{pH} < 4$ の強い酸性霧が度々発生しており, 酸性霧中の $\text{SO}_4^{2-}$ が高濃度であった. 特に, 2005年秋季の霧水中の平均 $\text{pH}$ が4と低く,  $\text{SO}_4^{2-}$ ( $\text{nssSO}_4^{2-}$ )が非常に高かった[1]. 中国の $\text{SO}_2$ 排出量のピーク時期であったことに加え, 中国の工業地帯を経由して輸送される気流が卓越しており, 高濃度の $\text{SO}_2$ や硫酸塩粒子が活発に輸送され, 立山の霧水を酸性化させていたものと考えられる. なお, 演者らのヘリコプターを利用した観測から, 暖候期の富山県上空では $\text{SO}_2$ を酸化させるのに十分な $\text{H}_2\text{O}_2$ が存在していること

が確認されている[2].

西日本など国内由来の大気汚染が輸送されやすい条件では霧水中の硝酸イオンの割合が比較的高かった. また, バックグラウンド黄砂の影響を大きく受け $\text{nssCa}^{2+}$ が高く, 酸性霧が中和された事例もあり(2006年秋季など), 高所の大気環境を考察する上で重要と考えられる. なお, 2008, 2009年の室堂平においても $\text{nssSO}_4^{2-}$ が高濃度の強い酸性霧( $\text{pH} < 4$ )が頻繁に発生していた[3].

図1に2017~2019年秋季の室堂平における霧水中のイオン成分濃度の加重平均値を示す. 3年間の霧水の $\text{pH}$ は4.4~5.1(平均4.7)程度であり, 2010年以前にみられたような強い酸性霧( $\text{pH} < 4$ )は観測されず,  $\text{nssSO}_4^{2-}$ 濃度においても2010年以前の濃度より十分に低かった.  $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{NO}_3^-$ 比についても2010年以前よりも大幅に低下しており, 中国の $\text{SO}_2$ 排出量の削減が功を奏し, 立山の大気環境が大幅に改善している可能性が考えられる.

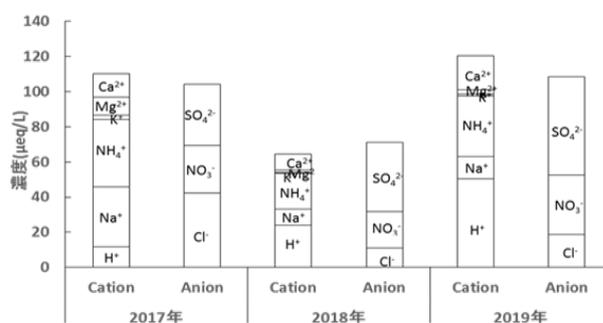


図1 2017~2019年9月の立山・室堂平(標高 2450 m)における霧水中のイオン成分濃度の加重平均値.

#### 参考文献

- [1] Watanabe, K., et al., 2010, *Water Air Soil Pollut.*, **211**, 379-393.
- [2] Watanabe, K., et al., 2016, *Atmos. Environ.*, **146**, 174-182.
- [3] Watanabe, K., et al., 2011, *Erdkunde*, **65**, 233-245.

岡山県津山盆地における湿数変化と照度の関係性  
 - 地上観測から推定する霧の消滅過程 -

\*重田 祥範 (公立鳥取環境大学環境学部)

1. はじめに

霧は視程や日射を遮り、交通機関や農業などの人間活動に多大な影響を与える。放射霧の特徴として、広く高気圧に覆われ、総観スケールで大気が安定した場合により発生しやすい。局所的に濃霧が発生すると地上付近に到達する日射量は著しく減少する。これは、再生可能エネルギーとして近年増加している太陽光発電にも大きく影響してくる。岡山県北部に位置する津山盆地は、中国地方最大の盆地であり、秋から冬にかけて大規模な霧が発生する。

そこで、本研究では岡山県津山盆地を対象に広範囲にわたる定点型の気象観測をおこない、得られたデータから湿数を算出した。さらに、その湿数と照度の関係性を明らかにし、濃霧による日照不足が発生しやすい地域の特定を試みた。

2. 研究手法

津山盆地は、標高 100~200m に位置しており、周囲を中国山地と吉備高原に囲まれている。また、その大きさは東西に 30km、南北に 10km であり、中国地方では最大である。盆地内には吉井川、加茂川などいくつかの河川が存在している。そして、この河川の存在がこの地域で霧を発生させている一要因としても考えられている。観測範囲は、市街地を中心とした盆地ほぼ全域であり、盆地内に計 22 箇所の気象観測点を設けた(第 1 図)。観測項目は、気温(°C)、相対湿度(%), 大気圧(hPa)、照度(lx)、紫外線量(mW/cm<sup>2</sup>)の 5 項目である。また、本研究では霧の発生によって減少する日照時間の地域性についても明らかにする。第 2 図に郊外のみで発生した霧の様子を示す。気象庁が管理・運営している地方気象台ならびにアメダスで測定されている日照時間は、直射日光が地表を照射した時間を示しており、直達日射量が 0.12kW/m<sup>2</sup>以上と定義されている。本研究では、照度紫外線センサ (ISA-3151:T&D 社)を用いる。測定範囲は、0~130klx である。



第 1 図 津山盆地の地形と観測地点



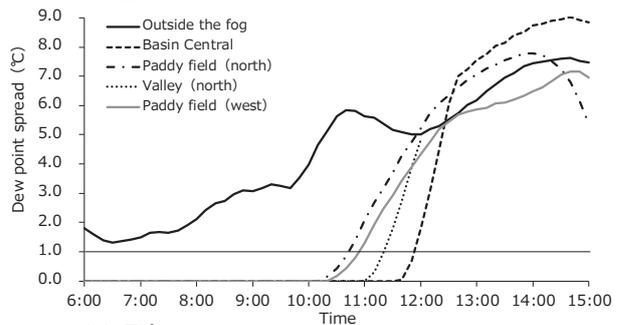
第 2 図 神南備山(標高 238m)からみた霧(2020 年 5 月 11 日)

3. 結果

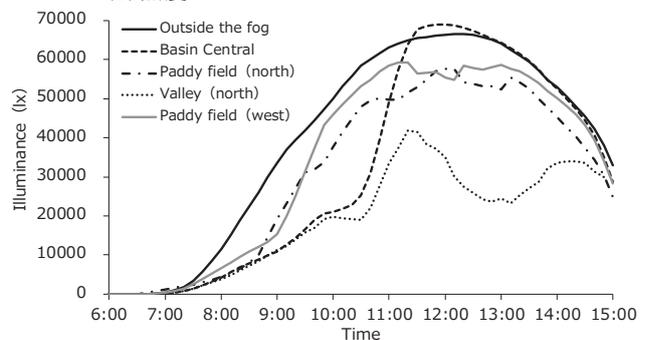
重田(2020)は、気象官署で観測された気象データを用いて、1951~2017 年の計 68 年間の津山市における霧の季節性およびその経年変化について報告している。それによると、津山の霧発生日数の年平均は 82 日であり、10~12 月の 3 カ月間は 38 日であり、年間の約 50%を占めていることを報告している。

観測の結果、2019 年 12 月 24~25 日にかけて放射冷却が活発となり、津山盆地では大規模な霧が発生した。消滅時における各地点での湿数と照度の時間変化を第 3 図 a, b に示す。霧に覆われている地点では、10 時頃から湿数の上昇が認められ、12 時までにはすべての地点で基準値の 1.0°Cを上回った(第 3 図 a)。一方、照度は日の出とともに徐々に上昇するが、霧に覆われている地域ではその度合いは低い。湿数と照度の値から霧の消滅時間を推定した結果、消滅時の湿数の上昇速度に関しては、地域によって異なっており、観測地点周辺の風況の影響も示唆される。

(a) 湿数



(b) 照度



第 3 図 湿数と照度の時間変化(2019 年 12 月 24~25 日)

## ドローンで観測された三次盆地で発生する放射霧の 気象要素の鉛直プロファイル（第2報）

\*西原大貴（岡山理科大学大学院生物地球科学研究科），

大橋唯太（岡山理科大学生物地球学部），重田祥範（公立鳥取環境大学環境学部）

1. はじめに：広島県の北部に位置する三次盆地は、東西約40km、南北約25kmの規模を有する。一般的に盆地では、秋から初冬にかけて夜間に放射霧が頻出し、三次盆地では西日本で最大規模の霧が形成される（田中ほか、2000）。本研究では、さまざまな学術分野で活用され始めたドローンを使って、三次盆地における霧の鉛直気象観測を行った。

2. 観測概要：ドローン観測は、2019年10月20～23日、11月9～13日（うち11日は雨天で中止）、12月5～6、15～16日の計12日間に実施した。観測時刻は夕方5時・夜9時・早朝6時で、10月の観測では早朝6時のみの観測となった。このうち、早朝6時が霧の発生している時間帯に相当する。観測は、江の川の河川敷と高谷山の斜面2か所の計3地点で順次行っていた。使用したドローンはSwellPro社製のSPLASH DRONE 3+で、小型の気象測器（気温・相対湿度・気圧）を搭載させ、地表・50m・100m・150mの4高度で1分間のホバリング測定を行った。標高の異なる3地点で順次行い、鉛直方向に観測データを接合することで、霧層全体の観測を可能とした。なお、日没後の午後9時の観測には、Holy Stone社製のHS120D（重量200g未満）を使用した。また、地上20か所で盆地全域の気温・相対湿度・気圧も測定した。

3. 解析方法：ドローンによる1分間の測定データ（サンプリング間隔1秒、データ数60）のうち、後半30秒間のデータのばらつきをみると、気温では平均値±0.1℃以下、相対湿度では平均値±1.0%以下であった。そこで、測定した気象要素について、後半30秒間のデータを解析に使用することとした。地表・50m・100m・150mの4高度での気象要素の30秒平均値を算出し、河川敷の標高（150m）を0mとした鉛直プロファイルを作成した。また、高谷山の斜面2か所については、森林キャノピーの影響を考慮し、地表から高度50mまでの測定データは解析に使用しなかった。また、ドローンに搭載されたカメラで撮影した映像から霧の頂部（top）と底部（bottom）の高さを判定し、放射霧の厚さを推定した。

4. 結果と考察：図1に、2019年11月9～13日（うち11日は雨天で中止）の早朝6時における気温の鉛直プロファイルと、推定された霧層の厚さを示す。霧層内部の気温変化は湿潤断熱減率（ $-0.55^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ）に従って低下しており、霧の頂部より上で強い温度逆転がみられた。これは、10月・12月の気温プロファイルでも確認された。Ohta（1986）をはじめとする数値実験の多くでは、霧の頂部で放射冷却が強まる一方、底部で

は霧層からの下向き長波放射量が増加する結果が得られている。盆地全域で観測された地上気温の変化から、霧が発生したと考えられる時刻に地表の放射冷却が抑えられる様子がみられた。霧層内部における鉛直方向の不安定化に伴い、鉛直混合が発達し、気温分布が湿潤断熱減率に従うことになる。一方、霧の頂部より上空の気温分布は安定のままであるため、霧の頂部付近で鋭い温度逆転が生じたと考えられる。今回のドローン観測においても、数値実験と同様の結果が得られるとわかった。

図2に、2019年11月10～13日の早朝6時における比湿の鉛直プロファイルを示す。霧層内部の比湿は、上層ほど小さくなる特徴がみられた。これは、上層ほど飽和水蒸気量が小さくなるためであり、したがって上層ほど凝結した水蒸気量も多かったと考えられる。本大会発表の大橋によると、三次盆地の霧の数値実験から、霧の上層ほど霧水量が多い特徴が得られていた。

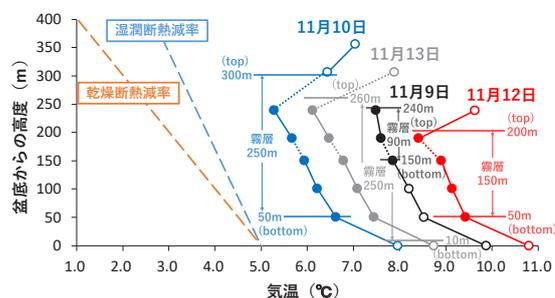


図1 早朝6時の気温の鉛直プロファイル。2019年11月9～13日（11日は除く）の結果。塗りつぶしの丸は霧層の内部、白抜き丸は霧層の外部を示す。プロットを結ぶ点線は、河川敷と斜面1か所目の間、斜面1か所目と斜面2か所目の間を意味する。

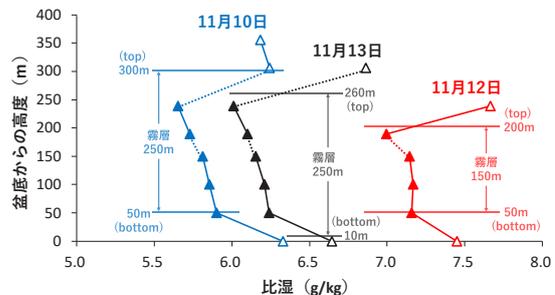


図2 早朝6時の比湿の鉛直プロファイル。11月10～13日（11日は除く）の結果。他は図1と同様。

## 三次盆地で発生する放射霧の数値シミュレーション

\*大橋 唯太 (岡山理科大学 生物地球学部)

1. はじめに：広島県にある三次盆地は、特に秋になると大規模な放射霧に覆われることで知られる。放射霧の数値シミュレーションは、これまで国内外の既往研究でいくつか存在する(例えば、Nakanishi, BLM2000)。三次盆地は約 30km 四方の空間スケールをもつ国内でも大きな盆地であるが、これまで数値モデルによる霧の研究も少ない(大橋、天気 2004)。そこで本研究では WRF を用いて、三次盆地の放射霧の再現実験を試みた。
2. 数値モデル：シミュレーションには、WRF-ARW Ver.3.8.1 を用いた。2重ネストで計算領域を三次盆地周辺にフォーカスし(図1の表示領域)、モデルの水平解像度は 100m まで高めた。鉛直解像度は、最下層から高度 200m までは約 8~31m 間隔でストレッチした。雲微物理は WSM5、大気境界層は MYJ のスキームを採用した。そのほか設定の詳細は、紙面の都合で割愛する。
3. 計算対象事例：放射霧の大規模な広がりが発生した 2019 年 11 月 11~13 日を対象とした。国土交通省ライブカメラからは、11/12 の朝 5 時には盆地が霧で覆われたあと午前 10 時に消散していた。11/13 は夜中 1 時に霧で覆われ、午前 10 時半に消散する様子が確認された。
4. シミュレーション結果：11/13 午前 6 時に計算された霧水量 (kg/kg) の水平分布を図1に示す。モデル最下層グリッドに相当する地上高 6m では(図1a)、標高 300m 以下の盆地内に拡大しており、特に北東方向の平野部が狭い地域(庄原市)で霧水量が多くなっていた。

図2には、盆地中心部での霧水量と相当温位の時間-高度断面図を示してある。霧は 11/13 午前 2 時すぎに出現し、時間とともに上層へ伸張していく様子がわかる。霧の出現で地上大気的气温低下は抑制される一方で、霧の頂部付近では上向き長波放射による冷却が生じることで霧層内における鉛直方向の不安定化が促進する(例えば、Ohta and Tanaka 1986 ; Nakanishi 2000 ; Boutle et al. 2018)。これによって鉛直混合が活発となり、深い霧層が形成されたと考えられる。事実、図2からわかるように、霧の出現以降、等相当温位層が時間とともに高くなっており、最終的には午前 7 時付近で地上から 200m まで発達している。この日に現地でも実施したドローン観測でも、午前 6 時には霧層内で湿潤断熱減率に従った気温低下を確認され(本大会で西原ほかが発表)、飽和条件下での対流に伴う霧の鉛直成長が示唆さ

れる。

また、計算された霧水量は霧層の上部ほど多く、鉛直対流に伴って凝結が盛んであることを裏づけている。

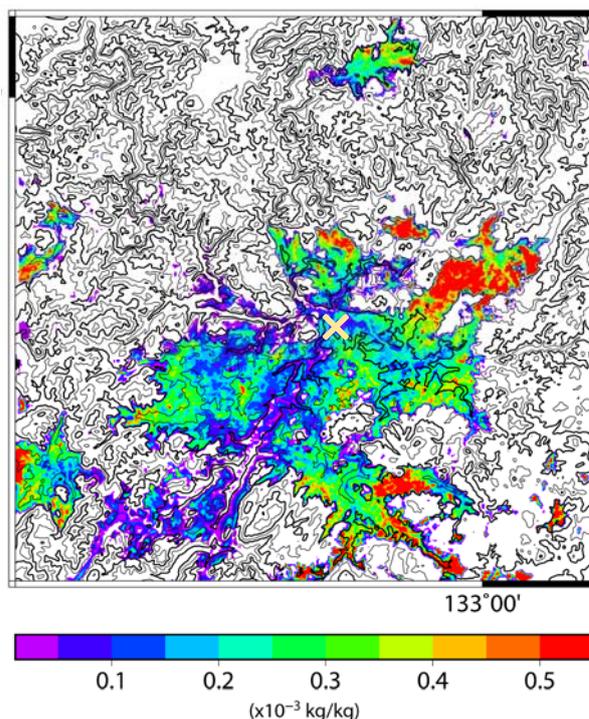


図1 WRFによって計算された2019年11月13日午前6時のモデル最下層(地上高6m)における霧水量の水平分布(色)。等値線は等高線で、200m おきに太線としている。表示領域はモデル領域の三次盆地。

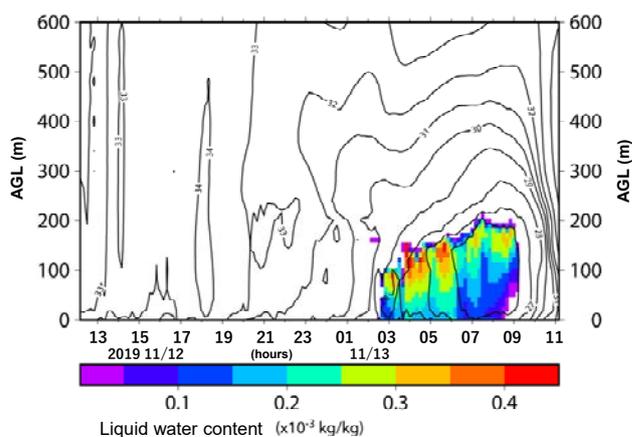


図2 盆地中心近くのグリッド(図1の×)でWRFによって計算された霧水量(色; kg/kg)と相当温位(等値線; °C)の時間-高度断面図(高度は地表からの数値)。

# 肱川あらしのアンサンブル予報

\*伊藤純至<sup>1,2</sup>・林修吾<sup>2</sup>

<sup>1</sup>東北大学・<sup>2</sup>気象研究所

## 1. はじめに

愛媛県の大洲盆地から瀬戸内海へ流れ込む肱川の河口付近では、「肱川あらし」とよばれる、大洲盆地で生じた放射霧を伴い海上へ吹き出す局地的な強風が、冬季の早朝にしばしば生じる。霧によって局地風自体が可視化される珍しい現象であり、観光資源のひとつとなり得るが、発生頻度が高くない。そのため数日前から肱川あらしの出現を予報できれば貴重な情報となる。

本研究では全球週間アンサンブル予報の各メンバーに、さらに水平解像度を高めた領域気象モデル（気象庁非静力学モデル、JMANHM）をネストした予報を行い、数日前からの肱川あらしの出現の予報の可能性を確かめる。肱川あらしの流れ出す霧の計算を行うためには水平解像度を100m以下に設定する必要がある(Ito et al., 2019)。しかし計算負荷が高いため、肱川あらし自体の解像は目指さず、大洲盆地内の霧と河口の南東風の発生により判断する。

## 2. 計算設定

4日前の00zを初期値とした、解像度1.25度の全球アンサンブル予報26メンバーの予報結果を用いる。6時間毎の予報結果をそれぞれ初期値・境界値とした水平解像度20kmのJMANHMをネストする。アウターラン26メンバーそれぞれの1時間毎の計算結果を初期値・境界値とし、さらに水平解像度500mの「大洲盆地解像」ランを行う。計算領域の中心は大洲市としている。アウターランの格子数は101×101×50とし、ターゲットとする日の前日00zを初期時刻とし、21時間積分する。大洲盆地解像ランは、格子数を300×300×50とし、前日正午とし初期時刻とし、18時間積分した。肱川あらしの出現した2019年1月19日早朝（事例1）と、出現しなかった1月20日早朝（事例2）を検証する。

大洲盆地解像ランの早朝の各メンバーの計算結果について、1)肱川あらしに相当する肱川河口における南東風の風速が10m/sを超え、かつ大洲盆地の霧がある場合、2)肱川河口において南東風、かつ霧がある場合、3)肱川河口の南

東風のみ（霧なし）、4)南東風も霧もない場合、の4種類に分類した。

## 3. 計算結果

事例1については、1)と2)に分類される肱川あらしの出現を予測したメンバー数がそれぞれ11と9であった。肱川あらしの出現の確率は77%である。図に典型的な1)の例を示す。事例2では、肱川あらしの出現を示唆しない4)に分類されるメンバー数が24であり、他は2)が2メンバーである。出現の確率は7%と僅かであった。

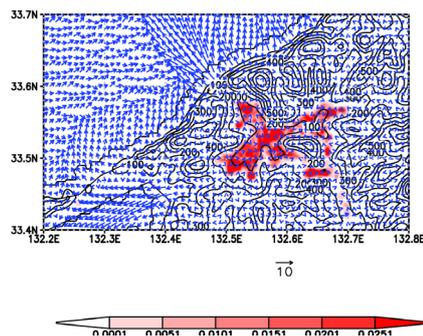


図 分類1)の典型例・高度300m以下の雲水量の鉛直積算（シェード）と地上風のベクトル

## 4. まとめ

検証した2事例について、4日前から有用な予報が可能であった。肱川あらしは総観規模擾乱の影響が小さく、晴天時に発生するため、予報しやすい現象であるかもしれない。より長期の検証により有用性を確立したい。クラスタ機利用により、アウターラン1メンバーあたりの計算の所要時間は約20分、大洲盆地解像ランは約60分であり、実運用も可能である。

## 謝辞

本研究は、文部科学省「富岳」成果創出加速プログラム「防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気環境予測」の一環として実施したものです。

## 別府で発生する滑昇霧 — 2020年の事例 —

\*大橋 唯太 (岡山理科大学生物地球学部), 出納 誠 (株式会社ウェザーニューズ)

1. はじめに：大分県の日出（ひじ）・速見・別府・湯布院を結ぶ高速道路では、霧による通行止め時間が年間で200~300時間を記録する（国土交通省の発表資料より）。別府市を中心に発生するこの霧は、滑昇霧として認識されている。我々は2019年の発生事例から調査を始め、2020年春季大会でWRFを用いた滑昇霧の数値シミュレーションを報告した。今回は現地のライブカメラ映像や気象庁の霧プロダクトなどの情報も加えて、2020年に既に発生した滑昇霧の詳しい分析結果を発表する。

2. 数値モデル：滑昇霧のシミュレーションには、WRF-ARW Ver.3.7.1を用いた。3重ネストで計算領域を別府湾周辺にフォーカスし、モデルの水平解像度を500mにまで高めている。鉛直解像度は、最下層から高度200mまでは約8~31m間隔でストレッチした。雲微物理はWSM5、大気境界層はMYJのスキームを採用した。そのほか設定の詳細は、紙面の都合で割愛する。

3. 計算対象事例：濃霧で実際に通行止めが発生した2020年5月3~4日の事例を、ここでは述べる。5月3日19時10分頃から翌日4日12時20分頃まで17時間ものあいだ、日出・速見・別府・湯布院・大分のICを含む高速道路が通行止めとなった。この期間、九州の南海上を温帯低気圧が東進しており、それに伴って別府湾周辺で濃霧が発生したとみられる。

4. 結果と考察：国土交通省などが設置するライブカメラの現地画像からは、別府湾に面した山の斜面に位置する別府湾SA（標高約380m）付近で局所的な濃霧が確認された。このSA地点に対してWRFで計算された水平視程と水平風ベクトルの時間-高度断面図を、図1に示す。水平視程は、WRFの計算で得られる霧水量(g/kg)からKunkel(1984)の式によって推定された。地上で視程100m以下の濃霧が5/3の10時頃からWRFで再現され、翌日5/4の朝6時まで継続している。このうち視程が50m以下となる極端な濃霧は、5/3の20時から5/4の4時頃まで継続しており、ライブカメラや気象庁の霧プロダクトの画像から確認された実際の濃霧の発生時間ともよく一致していた。

図1からは、5/3に発生している濃霧は上空に広がった雲と境界が不明瞭だが、計算された雲水量や視程の水平分布をみると（図省略）地上では別府湾SAのある山の斜面に霧の発生が限定されていた。5/4になると濃

霧の厚さは地上高300m以下に限定的で、別府湾SAよりも湾上を中心とする霧の広がり計算で確認された。

図2に、持ち上げ凝結高度（LCL）の時間-南北断面図を示す。別府市街地を含む平野部の南北方向での結果である（図2地図のA-Bライン）。図1の風ベクトルからもわかるように5/3は別府湾から入り込む東風が平野部で継続しており、100m前後のLCLを持った空気塊がSA付近に到達している。一方、5/4はLCLの極端に低い（20m以下）湿潤空気が平野部に存在し、このことが5/4の極端な濃霧につながったと考えられる。このとき地上は静穏に近く、滑昇霧とは異なる様相を示していた。

今回の事例解析からは、別府周辺で発生する濃霧が必ずしも純粹（典型的）な滑昇霧のみに起因すると限らないことが示唆された。今後は別府湾のSSTや地形効果について、数値モデルの感度実験を通して調べる。

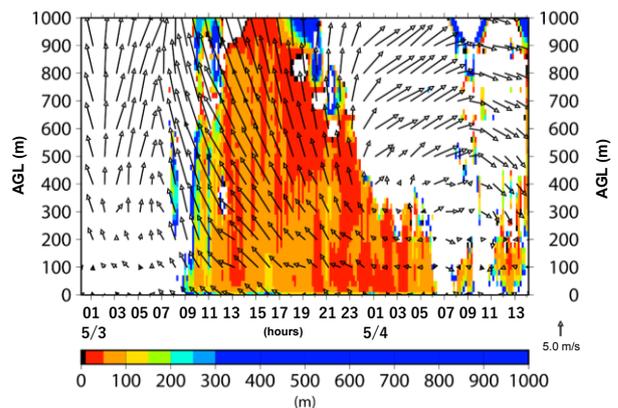


図1 別府湾SAのグリッド（図2の✱）でWRFによって計算された水平視程（色）と水平風ベクトルの時間-高度断面図（高度は地表からの数値）。

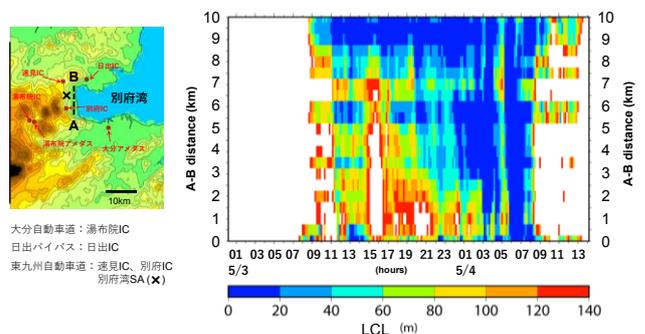


図2 地図A-B間でWRFによって計算された持ち上げ凝結高度（LCL）の時間-南北断面図。地図中の✱が別府湾SAの位置

大分県日田盆地で発生する放射霧の動態  
 –タイムラプスカメラによる霧の定点観測–

\*重田 祥範（公立鳥取環境大学環境学部）

### 1. はじめに

盆地は周りを山に囲まれており、一般風が弱いいため秋から冬にかけて晴天時の夜間には、しばしば霧が発生する。この霧は、一般的に「放射霧」と言われるもので、日較差が大きい時に発生しやすい。放射霧は、夜間に地表面付近で放射冷却が盛んになり、地表面付近の気温が極端に低下し、水蒸気が飽和凝結することによって発生する。霧の発生には、川や湖沼などの存在が重要な役割を果たしている」と報告されている。

そこで、本研究では明瞭な盆地地形であり、豊かな水源に恵まれている大分県日田市を対象として、定点型による気象観測とタイムラプスカメラによる盆地霧の動態調査を実施した。近年では、高精度な観測機器が比較的安価で入手できるようになったため、容易に観測地点の分解能を高めることが可能となっている。

### 2. 研究概要

日田盆地は大分県の内陸に位置し、全国的にも夏季に高温となることで有名な地域である。2018年8月13日には、九州歴代1位の日最高気温となる39.9℃を記録している。日田市街地の標高は80～100mであり、日田特別地域観測所は82.9mに位置している。周囲は標高約600～1500mの比較的高い山々に囲まれている。

街の中心部を東西方向に横断するように三隈川（みくまがわ）が流れている。なお、三隈川は一級河川筑後川本流の上流部のうち、大分県日田市内の玖珠川との合流点より下流、夜明地区周辺より上流部の通称名である。このように、日田は、「日田天領水」など、大変豊かな水源に恵まれている。その一方で、近年は平成29年7月九州北部豪雨をはじめとして、筑後川の氾濫などしばしば気象災害に悩まされる地域でもある。

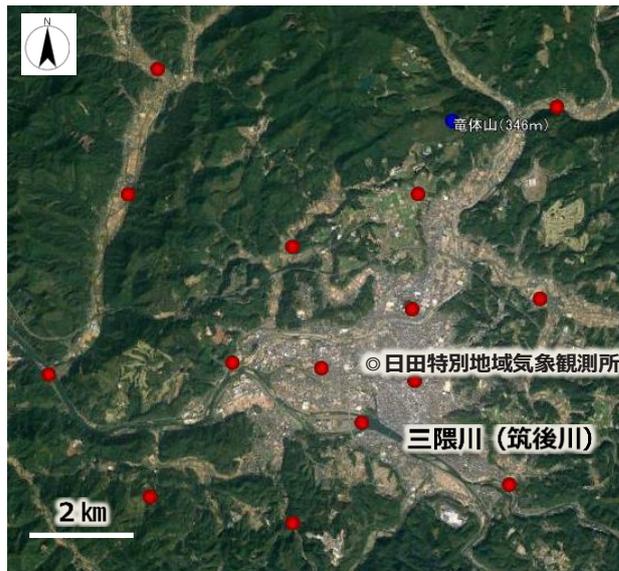
観測地点は、市街地を中心として東西9.5km、南北約8.5kmの範囲であり、計15箇所の気象観測点を設けた（第1図）。気象官署のある地域は市内で最も栄えており、多くの商店が密集している地域となっている。観測項目は、気温（℃）、相対湿度（%）、大気圧（hPa）の3項目とした。観測は、2019年10月下旬からである。

### 3. 結果

日田盆地での放射霧の観測は2017年にも実施している。ここでは、重田・辻（2019）によって報告されている内容も鑑みながら述べることにする。重田・辻（2019）は、気象官署で観測された気象データを用いて、1950～2017年の計68年間における霧の季節変動と経年変化の特徴について明らかにしている。その結果、日田における霧（放射霧以外も含む）の月別発生日数（1950～2017年の平均）は、71日であり、10～12月の3カ月間に年間の50%近くを占めていることがわかっている。一方、湿数を用いた放射霧の地上水平分布を推定した結果、日田盆地における霧の発生は、「西方

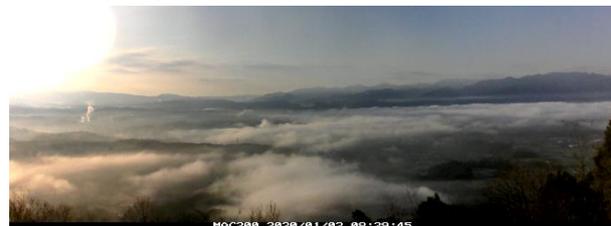
面からであり、霧は2～3時間で盆地全体に広がり市街地中心部での発生は遅い」としている。ここで、2019～2020年にかけて得られた観測データを見てみると、同様に西方面からの広がりを示唆する結果となった。

その一方で、明け方以降の衰退時には盆地南部に位置する三隈川付近に帯状の霧が滞留しており、消滅は周囲よりも約1時間遅かった（第2図c）。



第1図 日田盆地の地形と観測地点

(a)2020年1月2日 8:30



(b)2020年1月2日 9:00



(c)2020年1月2日 9:30



第2図 竜体山(標高346m)から見る霧の消滅過程

## 濃霧による高速道路交通障害への対策

### ～別府市周辺の濃霧に対する気象観測・解析・予測の技術向上の取り組み～

\*出納誠, 吉永創, 早川佳男, 高橋一成 (株式会社ウェザーニューズ)

#### 1. 別府の濃霧について

別府市では一般的に濃霧が出やすいといわれており、特に南北に横断する大分自動車道・東九州自動車道・別府宇佐道路・日出バイパスは霧通行止めによる交通障害が発生しやすい。表1は、平成27年度に国土交通省がまとめた高速道路会社6社の通行止め時間ワーストランキング上位10位を示す。通行止めは道路補修工事や様々な地形的・気象的要因によって実施されるが、表1では分かりやすいように通行止め要因の内訳を、「霧」と、霧以外の「その他」に大別している。この中で日出JCT・速見ICを結ぶ大分自動車道・別府宇佐道路・日出バイパスの通行止め時間は年間300時間を超えており、全国の高速道路で霧要因による通行止めが最も多いことが分かる(国土交通省,2017)。また、図1・2は、株式会社ウェザーニューズが独自に調べた2013年度から2019年度における濃霧要因による年度別・月別の通行止め事例件数を示している。通行止め事例件数は毎年8件以上発生しており、低気圧や前線が通過しやすい4月～7月、9月～10月が全体件数の大半を占めていることが分かる。

高速道路における霧通行止めの多発は、四方を山と海に囲まれた大分県の交通や物流にとって大きな影響を与える。そのため、霧通行止めが多発しやすい暖候期における濃霧の交通影響への対策が、現場の道路管理者にとっての課題となっている。

#### 2. ウェザーニューズの取り組み

株式会社ウェザーニューズは長年にわたり大分自動車道・東九州自動車道・宇佐別府道路・日出バイパスを管轄する西日本高速道路株式会社(以下「NEXCO西日本」という)に対して、大分管内の濃霧予測の提供をしており、また協力して濃霧対策を行ってきた歴史観がある。そこで本発表では、濃霧によって発生する交通障害の問題点を現場の道路管理者の目線を踏まえつつ、今まで株式会社ウェザーニューズがNEXCO西日本と協力して行ってきた濃霧に対するの取り組みを紹介する。

順位	道路名	区間(上下区分)	通行止時間	内訳	
				霧	その他
1	磐越自動車道	会津坂下～西会津(上)	931.4	0.0	931.4
1	磐越自動車道	会津坂下～西会津(下)	930.7	0.0	930.7
3	八戸自動車道 八戸青森線	八戸JCT～八戸北(下)	521.6	0.0	521.6
4	宇佐別府道路	大分農業文化公園～速見(上)	510.0	314.1	195.9
5	宇佐別府道路	大分農業文化公園～速見(下)	510.0	314.1	195.9
5	日出バイパス	速見～日出(上)	437.8	314.1	123.7
5	大分自動車道 日出速見支線	速見～日出JCT(上)	437.1	314.1	123.0
5	大分自動車道 日出速見支線	速見～日出JCT(下)	437.1	314.1	123.0
9	日出バイパス	速見～日出(下)	437.1	314.1	123.0
10	東海北陸自動車道	五箇山～福光(上)	413.7	0.0	413.7
10	東海北陸自動車道	白川郷～五箇山(上)	409.3	0.0	409.3

表1. 高速道路会社6社の通行止め時間ワーストランキング

年度別霧通行止め発生事例件数(2013-2019年度)

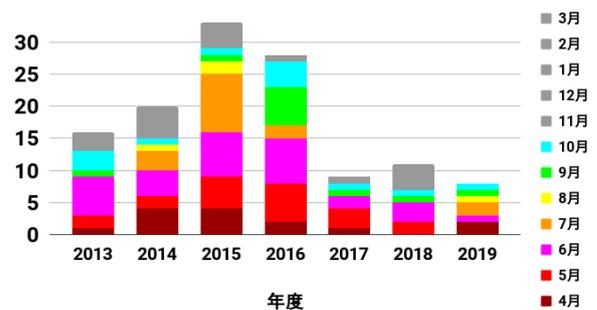


図1. 濃霧による年度別通行止め発生事例件数

月別霧通行止め発生事例件数(2013-2019年度)

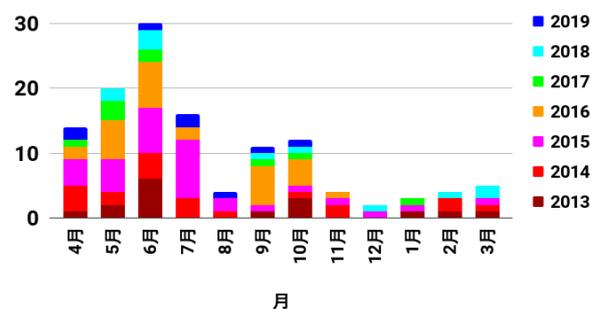


図2. 濃霧による月別通行止め発生事例件数

#### 参考文献

国土交通省, 2017: 高速道路会社6社の要因別通行止め時間ワーストランキング

## 富士山頂における夏季の自由対流圏雲水化学に関する長期トレンド

\* 大力充雄<sup>1)</sup>, 大河内博<sup>1)</sup>, 中村恵<sup>1)</sup>, 小川新<sup>1)</sup>, 田原大祐<sup>1)</sup>, 竹村尚樹<sup>1)</sup>, 緒方裕子<sup>1)</sup>, 勝見尚也<sup>2)</sup>, 皆已幸也<sup>2)</sup>, 米持真一<sup>3)</sup>, 三浦和彦<sup>4)</sup>, 加藤俊吾<sup>5)</sup>, 小林拓<sup>6)</sup>, 和田龍一<sup>7)</sup>, 竹内政樹<sup>8)</sup>, 戸田敬<sup>9)</sup>, 鴨川仁<sup>10)</sup>, 土器屋由紀子<sup>11)</sup>, 畠山史郎<sup>11)</sup>

1) 早稲田大学, 2) 石川県立大学, 3) 埼玉県環境科学国際センター, 4) 東京理科大学, 5) 首都大学東京, 6) 山梨大学, 7) 帝京科学大学, 8) 徳島大学, 9) 熊本大学, 10) 静岡県立大学, 11) 富士山環境研究センター

### 1. はじめに

雲は水循環や気候変動に大きな影響を与え、地球温暖化の将来予測において不確定要素である。雲粒は大気中ガスやエアロゾルを濃縮して化学反応が起こる場でもあり、その結果として雲粒の粒径分布や数濃度に変化する。しかしながら、上空の雲水化学に関する情報は世界的にも限られている。

富士山は孤立峰であり、自由対流圏に位置する富士山頂は、バックグラウンド大気やアジア大陸からの越境汚染観測に適している。自由対流圏の雲水観測は世界的にも少なく、化学性状は不明である。

本研究では、2006年から雲水を富士山頂で夏季に採取し、主要無機イオンと微量金属元素の分析を行ってきた。ここでは、自由対流圏における雲水化学の長期トレンドを報告するとともに、雲水中化学成分濃度に対する越境大気汚染の影響評価を行った。

### 2. 実験方法

富士山頂(3776 m a.s.l.)における雲水採取には細線式パッシブサンプラー(臼井工業, FWP-500)を用いた。雲水試料は回収後、主要イオン分析用にポリプロピレン容器、微量金属元素分析用にテフロン容器に入れて有害重金属測定用硝酸で pH 3 として密栓・冷蔵保存して研究室に持ち帰った。その後、0.45 μm メンブレンフィルターで吸引ろ過し、直ちに pH と導電率を測定した。主要無機イオン分析にはイオンクロマトグラフ、微量金属元素(Al, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Se, Cd, Pb)には ICP-MS, 水銀分析は還元気化水銀測定装置で行った。雲発生期間中の空気塊推定には後方流跡線解析(HYSPLIT model, NOAA)を使用した。

### 3. 結果と考察

図 1 に 2006 年から 2013 年(過去), 2014 年から

2019 年(近年)における雲水体積加重平均 pH, 硝酸イオン濃度, 非海塩性硫酸イオン濃度の頻度分布を示す。2013 年で区切ったのは、中国における二酸化硫黄排出量が 2014 年以降顕著に減少しているためである[1]。pH は近年で約 25 % 増加し, pH5.0~5.5 の割合は約 10 % 増加した。NO<sub>3</sub><sup>-</sup>平均濃度は過去と近年で有意な変化は見られなかった。一方, nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>平均濃度は近年で約 25 % 減少し, 10~100 μeq/L の濃度範囲における減少割合は約 10 % であった。アジア大陸由来の空気塊では、雲水中平均 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度は 8 % 増加, nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>は 15 % 減少であった。この結果は、中国における SO<sub>2</sub> と NO<sub>x</sub> 排出量の減少トレンドを反映したエアロゾルのモデル計算による結果とおおむね一致していた[2]。富士山頂において越境大気汚染の影響は夏季に減少し、雲水の汚染が改善傾向にあることが示唆された。

### 4. 参考文献

[1] Li, C., et al., 2017, *Sci. Rep.*

[2] Uno, I., et al., 2020, *Sci. Rep.*

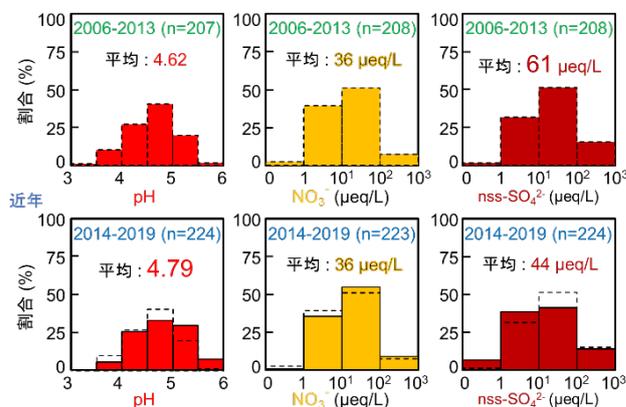


図 1 (上) 2006 年から 2013 年, (下) 2014 年から 2019 年における雲水 pH, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度の頻度分布

## 専門分科会 3

「静止軌道からの地球環境観測」

## 次期ひまわり搭載イメージャーに関する検討

\*樋口篤志・本多嘉明 (千葉大 CEReS), 中島孝 (東海大 TRIC), 石坂丞二 (名大 ISEE), 弓本桂也 (九大応力研), 富田浩・別所康太郎・安藤昭芳・大和田浩美 (気象庁), 磯野賀瑞夫 (環境省), 中島正勝・木村俊義・太田和敬・金子有紀・棚田和玖 (JAXA)

### 1. はじめに

静止軌道からのイメージャーによる気象観測はひまわり初号号からの長い歴史があり、基幹的な気象情報提供を今後も担う。一方、ひまわり 8/9 号のイメージャー (AHI) の大幅な機能強化[1]は海洋・陸域への利用拡大に繋がり、地球環境観測センサの様相を呈する。AHI 同等の機能強化 (第 3 世代化) を米国は GOES-R [2] で、欧州は MTG シリーズを打ち上げ予定、中国・韓国も試験観測・運用済である。イメージャーを含めた衛星製作に 5 年を要することを勘案すると、次期ひまわりは 2023 年度に製造開始、2022 年度に仕様確定が必要である。こうした中次期イメージャーの仕様検討を行った。

### 2. 次期ひまわり搭載イメージャー仕様に関する検討

2023 年度に製作開始するため、多くのブレイクスルーを期待するのは現業センサであることから難しく、第 3 世代イメージャーの機能・性能をベースに検討した。1. 観測バンドの追加, 2. 中心波長の変更, 3. 空間解像度の変更, 4. 観測頻度や範囲の変更, 5. 低軌道衛星センサとの連携, が遡上に上がった。

#### 2.1. 観測バンドの追加

##### 2.1.1. 1.38 $\mu\text{m}$ 帯の追加

1.38  $\mu\text{m}$  帯は他の第 3 世代イメージャーでは搭載されているが、AHI には無いバンドである。薄い巻雲、不透明な水雲等の検出精度が向上し気象監視の観点から追加の優先度が高いバンドである。

##### 2.1.2. 0.38 $\mu\text{m}$ 帯の追加 (科学的要望)

0.38  $\mu\text{m}$  は CAI, SGLI, CAI-2 で搭載実績を持ち、日本独自の技術としてアドバンテージを持つ。吸収性エアロゾルの検出・推定に有効であり、大気補正済地表面分光反射率の精度向上に寄与し海洋・陸域への波及効果が極めて高い。科学的要求としての 0.38  $\mu\text{m}$  帯の追加は、低軌道衛星搭載イメージャーで培った観測技術の発展的応用として極めて意義がある。一方、直近の次期ひまわりへの搭載という現実的な課題に置き換えると実現は困難であることが分かった。静止軌道で CAI-2 と同等の S/N 比を確保するためには、有効開口径は 20cm 必要である (AHI と同等別センサでは 27cm)。加えて信号が小さく可視～近赤外とは別回路を

設ける必要があり、開発要素が高い。ここでは科学的要望という形での提示に留める。

#### 2.2. 中心波長の変更

##### 2.2.1. 0.47 $\mu\text{m}$ 帯 → 0.44 $\mu\text{m}$ 帯

AHI は 0.47  $\mu\text{m}$  帯で ABI と同等である。VIIRS, SGLI は 0.44  $\mu\text{m}$  で、MTG FCI も 0.44  $\mu\text{m}$  である。True Color RGB 合成時のバランスから 0.44  $\mu\text{m}$  の選択もあり得る。

##### 2.2.2. 0.51 $\mu\text{m}$ 帯 → 0.55 $\mu\text{m}$ 帯

0.51  $\mu\text{m}$  帯も同様の理由 (AHI は青側に寄っている) ため、緑の中心波長で他のイメージャーで採用される 0.55  $\mu\text{m}$  に合わせた方が比較・検証を行いやすい。

#### 2.3. 空間解像度の変更 (1.6 $\mu\text{m}$ 帯 ; 2km → 1km)

1.6  $\mu\text{m}$  帯は水に感度があり、気象現象のみならず、流水検出や冠水域抽出等、災害関連モニタリングで利用価値が高い。短い波長帯と合わせて使うことが多く、近赤外域と合わせて 1km とした方が望ましい。

### 3. 観測頻度/範囲

観測スケジュールはひまわり 8/9 号から変更可能だが、現行運用でユーザは概ね満足していると思われるため、基本的には継続する。

### 4. 静止軌道衛星 (GEO) と低軌道衛星 (LEO) の連携

次期イメージャーについてはより長期間の観測運用の可能性があるため、気候監視の観点から地上観測を用いたセンサ校正・検証計画を打ち上げ前から策定しておくべき、という意見があった。校正サイト候補地としてオーストラリアがあるが、10km 四方で均質な土地が少なく、あっても到達できない場所が多い。GEO/LEO 間で相互校正が今後より進むことが想定されるため、バンド構成は出来る限り合わせた方が良い。

### 5. おわりに (環境監視センサとの連携)

0.38  $\mu\text{m}$  の有効性を議論する中で環境監視センサの検討があり、韓国では既に GEMS で実現している [3]。将来はイメージャー単体で考えるのではなく、他の環境監視センサとの複合利用も考えていく必要もある。

#### 参考文献

[1] Bessho et al., 2016, JMSJ, 94 (2), 151-183.

[2] Schmitt et al., 2017, BAMS, 98 (4), 681-698.

[3] Kim et al, 2020, BAMS, 101, E1-E22.

## ひまわり 8号を用いた陸面モニタリングの試み

\*市井和仁 (千葉大学), 山本雄平 (千葉大学), 林 航大 (千葉大学),  
吉岡博貴 (愛知県立大学), 小畑建太 (愛知県立大学), 松岡真如 (高知大学),  
山本浩万 (産業技術総合研究所), 永井 信 (海洋研究開発機構),  
Tomoaki Miura (Univ. of Hawaii at Manoa)

### 1. はじめに

ひまわり 8号に代表される第三世代静止気象衛星は、従来の静止気象衛星に比較して、可視域・近赤外域に複数の観測波長帯を持つという特徴がある。これら観測波長帯は、これまで陸面観測で広く用いられた極軌道衛星(MODIS センサや SGLI センサ等)の観測波長帯に近い。静止気象衛星は 10 分に 1 回の高い頻度での観測が可能のため、静止衛星を陸域モニタリングに応用できれば、従来よりも格段に高い時間解像度の観測が可能となる。そのため植生や土地被覆等の陸面環境変動モニタリングへの応用が期待されている。

我々は、これまでひまわり 8号データによる陸域モニタリングに取り組んできた。本発表では、静止気象衛星による陸域モニタリングの有効性についてこれまでの取組を踏まえて紹介したい。

### 2. データセットの位置精度の検証

千葉大 CEReS が公開するひまわり 8号データセットは、気象庁などで配信されるひまわり標準データに対し、可視の 500m バンドを用いた精密幾何補正を実施したプロダクトである。この位置精度を評価したところ、ひまわり標準データに比較して、突発的に発生する位置ずれが改善され、長期的にも位置精度が安定していた[1]。従って昼間の陸面解析には有効である。

### 3. 地表面反射率の推定と相互比較

陸面変動を正確に把握するためには、地表面の反射率を推定する必要がある。静止衛星による観測における幾何条件は、従来の極軌道衛星とは大きく異なっている。例えば、静止気象衛星では観測域の地球表層を一日中観測することになる。また太陽やセンサの幾何条件は、静止軌道衛星と極軌道衛星では大きく異なる。静止衛星データから推定された地表面反射率の検証には留意すべきことが多い。例えば、反射率の検証を他

センサデータを用いて行う際には、衛星の観測条件を揃えることが重要である[2]。

### 4. 植生など地表面モニタリングへの応用

これまで植生モニタリングを中心に応用解析を進めた。例えば、日本域で植生指数の季節変化を解析した。その結果、極軌道衛星搭載型の VIIRS センサに比較して雲なし画像の取得日が最高で約 4 倍になった[3]。また、東南アジア熱帯雨林地域では、極軌道衛星搭載のセンサでは雨季を中心に雲被覆のないデータが少なかったが、ひまわり 8号では雲のないデータが大幅に増加し、植生指数の季節変化がより明確になった。また、地滑り等の小さなスケールの地表面変動についてもひまわり 8号で変動を捉えることができた[4]。

### 5. 今後の予定

我々は、静止気象衛星の特徴である高頻度観測を活用した陸面モニタリングに取り組んできた。特に、可視・近赤外域などに着目した解析を進めている一方で、熱赤外チャネルを活用した地表面温度プロダクト[5]を組み合わせた解析などにも着目している。

陸面データセットの構築にも着目しており、雲フラグ・地表面反射率・積雪・植生などの様々なデータセットの構築も予定している。さらに、ひまわりに加えて米・中・韓などの静止衛星観測網を活用した複数の静止衛星を融合した高観測頻度の地表面データセットの構築も興味深いテーマであると考えている。

### 引用文献

- [1] Yamamoto et al. (2020) Remote Sens., 12(9), 1372.
- [2] Adachi et al. (2019) Remote Sens., 11(9), 1095.
- [3] Miura et al. (2019) Sci. Rep., 9, 15692.
- [4] Miura & Nagai (2020) Remote Sens., 12(11), 1734.
- [5] Yamamoto et al. (2018) JMSJ, 96B, 59–76.

## 2018年の東アジア猛暑時における地表面温度の高頻度解析

\*山本雄平 (千葉大学 CEReS), 市井和仁 (千葉大学 CEReS)

## 1. はじめに

2018年の7月中旬から8月初旬にかけて、日本や朝鮮半島周辺は記録的な猛暑に見舞われた。この猛暑の形成要因や特徴に関しては、大気循環場の視点から様々な議論がなされている[1,2]。一方、猛暑時の陸面環境（地表面温度や植生活性度）の把握は、都市の暑熱環境や森林・農地の水ストレスなどの評価において重要であるが、これを広域的に行った研究例はない。

本研究では、静止軌道衛星ひまわり8号を用いて、2018年の猛暑時における地表面温度（Land Surface Temperature: LST）を調べた。ひまわり8号は10分頻度で晴天時のLSTを推定可能であることから、LSTの日周期に着目した解析を試みた。この解析を通して、猛暑時におけるLSTアノマリの空間分布特性を明らかにするとともに、陸面環境解析におけるひまわり8号の高頻度性の特長を明らかにすることを目的とする。

## 2. 使用データ

LSTは、千葉大 CEReS より取得したひまわり8号幾何補正済データ[3]から Yamamoto et al. (2018)[4]の手法により推定した。また、植生活性度と土地被覆分布を把握するために VIIRS 植生指数データと MODIS 土地被覆データをそれぞれ使用した。解析領域は 120°E–149°E, 26°N–46°N とし、解析期間は VIIRS の植生指数のコンポジット期間（16日）に合わせて2018年7月21日から8月5日とした。

## 3. 解析手法

LST推定は晴天時に限られており、雲が混入すると、ノイズや欠損が生じる。この問題を解消し、LSTの日周期を表現するために Diurnal Temperature Cycle (DTC) モデル[5]を利用した。DTCモデルは、LSTの日周期

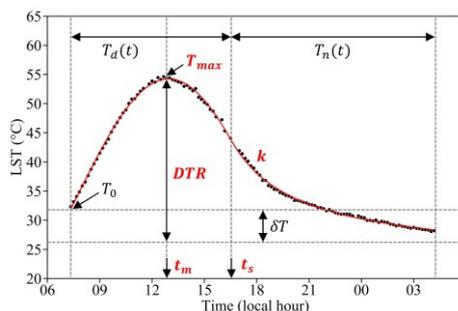


図1. ある画素のひまわり8号LST推定値(点)にDTCモデル(赤線)を適用した例。

を熱拡散方程式とニュートンの冷却則に基づいて表したものである。これを図1のように各画素のLST推定値に最適化することで、日周期特性に応じたパラメータがフィッティング係数として推定される。本解析では、5つのパラメータ ( $T_{max}$ : 日最高LST、 $DTR$ : 日較差、 $k$ : 減衰定数、 $t_m$ :  $T_{max}$ に達した時刻、 $t_s$ : 地表面の冷却が始まる時刻) について調べた。

## 4. 結果・考察

解析結果の一例として日較差(DTR)の空間分布を図2に示す。DTRは地表面の熱慣性に対応して、沿岸域や植生域で低く、内陸域や植生の少ない地域(都市など)で高くなる傾向がみられた。日本域におけるDTRアノマリ(平年値からの差)の確率密度分布(図3)を見ると、都市ではピーク値が0付近であった一方で、森林と農地で+2°C以上のピーク値がみられた。植生域におけるDTRの増大傾向は、植生の乾燥化による熱慣性の低下を示唆していると考えられる。

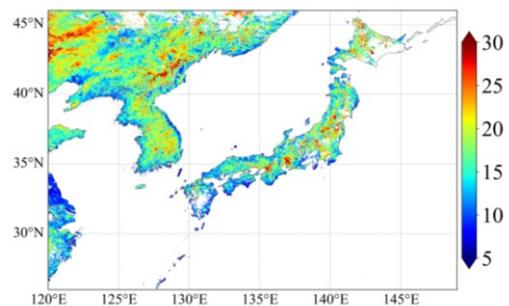


図2. DTRの空間分布。

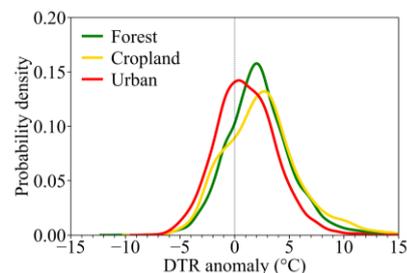


図3. DTRアノマリの確率密度分布。平年値は2015年から2019年の同時期のLST推定値から算出した。

## 参考文献

- [1] Shimpo, A., et al., 2019, *SOLA*, **15**, 13–18.
- [2] Imada, Y., 2019, *SOLA*, **15**, 8–12.
- [3] Yamamoto, Y., et al., 2020, *Remote Sens.*, **12**, 1372.
- [4] Yamamoto, Y., et al., 2018, *JMSJ*, **96B**, 59–76.
- [5] Inamdar, K., et al., 2008, *J. Geophys. Res.*, **113**, D07107.

# 雷を直接扱った数値モデルの現実事例への拡張

\*佐藤陽祐(北大院理), 林修吾(気象研究所), 橋本明弘(気象研究所)

## 1. はじめに

雷は高度に電子化された現代社会において脅威であり, 人間生活に大きな影響を与える. また気候変動に伴い将来は雷の頻度は増加することが見込まれているなど(Romps et al. 2014), 雷に関する社会的な関心は高く, 主に観測によって雷に関する研究が進められている. 一方, 現代の気象学において重要な役割を果たしている数値モデルによる実験では, 一部の例外 (Mansell et al. 2005; Hayashi 2006 など) を除いては雷は扱われていない. その一つの原因が雷を扱うことによって生じる膨大な計算コストである. そこで, 著者らは大型計算機で性能が出るように設計された SCALE (Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015) を雷が扱えるように拡張し (SCALE-LT), これまで理想実験による研究を進めてきた (Sato et al. 2019; Sato et al. 2020).

しかしながら雷観測データとの比較やそれを用いた同化研究を進めるにあたっては現実事例への拡張が必要である. そこで本研究では SCALE-LT を現実事例に拡張し, その検証を行った.

## 2. モデルの拡張と実験設定

本研究で用いた気象モデルは雷コンポーネントを加えた SCALE-LT (Sato et al. 2019)であり, このモデルを現実事例に拡張した. 雷コンポーネントでは, ポアソン方程を解くことで電場を計算するが, この計算を地形に沿った座標系, マップファクターを考慮できるように拡張した. 対象とした事例は 1:平成 29 年九州北部豪雨, 2:平成 30 年西日本豪雨, および 3:平成 30 年 2 月の北海道である. 1~3 の事例はそれぞれ, 雷が高頻度で観測された事例, 豪雨は観測されたものの雷の頻度が低かった事例, 雷が全く観測されなかった事例に対応し, SCALE-LT が観測された雷の傾向を再現できるか検証した. 初期・境界条件には MSM を用い, 水平解像度 1km で表 1 に示す期間の計算を行なった. 観測データは LIDEN を用いた.

表 1: 対象とした事例の計算期間

事例 1	2017/7/5 00UTC ~ 7/6 00UTC
事例 2	2018/7/6 00UTC ~ 7/7 03 UTC
事例 3	2018/2/12 00UTC ~ 2/13 03 UTC

## 3. 結果と議論

図 1 は事例 1, 3 の期間に数値モデルで計算された雷の空間分布と規格化した雷の頻度である. SCALE-LT は九州北部豪雨において高頻度で雷が観測されたこと, 北海道で雷が発生しなかったという観測の傾向を定性的にはあるが再現しており, SCALE-LT が観測された雷を再現できる可能性を示すことができた.

発表では観測との定量的な比較を行うとともに, 静止衛星からの雷観測が実施された場合に, SCALE-LT をはじめとした雷モデルと静止衛星の観測を組み合わせることができる研究についてその展望を述べる.

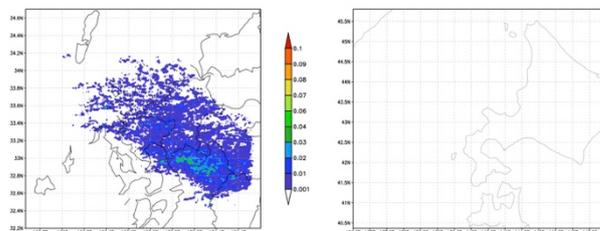


図 1: (左) 事例 1, (右) 事例 3 の計算期間全体で積算した雷頻度の水平分布 (全体で 1 になるように規格化されている)

## 参考文献

- Hayashi, 2006, *SOLA*, **2**, 124–127, doi:10.2151/sola.2006-032.
- Mansell et al., 2005, *J. Geophys. Res.*, **110**, D12101, doi:10.1029/2004JD005287.
- Nishizawa et al., 2015, *Geosci. Model Dev.*, **8**, 3393–3419, doi:10.5194/gmd-8-3393-2015.
- Romps, et al., 2014, *Science*, **346**, 851–854, doi:10.1126/science.1259100.
- Sato et al., 2015, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **2**, 23, doi:10.1186/s40645-015-0053-6.
- Sato et al., 2019, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **6**, 62, doi:10.1186/s40645-019-0309-7.

## 謝辞

本研究は科研費基盤C(17K05659), 基盤B(20H04196), 北海道大学情報基盤センター次世代高性能計算機プログラム支援事業, 寄付分野北海道気象予測技術分野 (北海道気象予測技術センター) の支援を受けて行われています. また本研究は, 文部科学省「富岳」成果創出加速プログラム「防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気環境予測」の一環として実施したもので, 一部はスーパーコンピュータ「富岳」の資源提供を受け, 実施しました.

# 静止衛星による雷観測データ同化の観測システム シミュレーション実験

\*本田 匠 (理研計算科学), 佐藤 陽祐 (北大院理),  
三好 建正 (理研計算科学),

## 1. はじめに

数値天気予報の精度を向上させるためには、観測データの同化によってより良い初期値を得ることが重要である。特に、気象レーダーによる観測は積乱雲の内部構造を詳細に捉えることが可能なため、同化による予報精度の向上が数多く報告されている(e.g., Miyoshi et al. 2016)。また、静止衛星搭載の赤外イメージャは、気象レーダーのない海上を含む広範囲を頻繁に観測しており、その赤外輝度温度観測を全天候で同化することによる予報精度の向上が近年報告されている(e.g., Honda et al. 2018)。

これまであまり利用の進んでいない観測として、静止衛星による雷活動が挙げられる。例えば、GOES-R シリーズに搭載された Geostationary Lightning Mapper (GLM, Goodman et al. 2013)は、北米大陸を含む広範囲における雷活動を 8-km 解像度で昼夜を問わず観測することができる。GLM like な雷観測の同化による予報の改善はいくつかの先行研究(Allen et al. 2016; Fierro et al. 2019)で示されているが、これらの研究では雷活動を陽に予報するモデルを用いず、雷活動を霰体積等から診断する観測演算子を用いるか、あるいは雷活動から推定した水蒸気量の同化を行っていた。しかし、これらのアプローチで用いる雷活動と大気場との関係性は雲の発達段階や季節によって異なると想定され、事例ごとのパラメータ調整が必要となるデメリットがある。

本研究では、陽に雷過程を予報する領域大気モデル SCALE-RM(Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2016, 2019)を用いたアンサンブルデータ同化システム SCALE-LETKF(Lien et al. 2017)を用いる。雷過程が陽に予報されているため、流れ場に応じた共分散を用いて状態推定を行うことが出来る。本田ほか(2020 春季気象学会)は、雷観測と大気変数とのアンサンブル相関から同化インパクトの可能性を調査した。本研究はさらに検討を進め、実際に GLM like な擬似雷観測の同化を行い、そのインパクトを調査する。

## 2. 実験手法

本研究では、SCALE-LETKF による観測システムシ

ミュレーション実験を行う。水平 2-km mesh とし、雲微物理には Seiki and Nakajima (2014)を用いる。電荷分離と中和過程には Takahashi (1978)と Fierro et al. (2013)をそれぞれ用いる。

Nature run には、warm bubble によって初期形成させたスーパーセルを用いる。GLM like な観測は、Nature run で予報された 5 分毎の放電数を鉛直積算し、8-km mesh の水平格子へ内挿することで作成した。初期アンサンブル摂動は、warm bubble の位置と強度に加え、基本場の風プロファイルに摂動を与えることで生成した。アンサンブル数は 320 とした。本田ほか(2020 春季気象学会)と同様に 5 分毎の気象レーダー疑似観測を作成し、5 サイクルのレーダー観測同化を行った結果を初期アンサンブルとし、GLM like な観測の同化ありとなしの実験を行い比較した。

## 3. 結果

図は、GLM like な観測同化ありとなし実験それぞれについて、解析アンサンブル平均からの 30 分予報の Nature run に対する鉛直流の RMSE を示している。GLM 同化あり実験の方がなし実験に比べて、鉛直流の予報誤差が減少している。このほか、凝結生成物の分布についても改善がみられた(図略)。大会当日は、より詳細な結果や考察も含めて発表する。

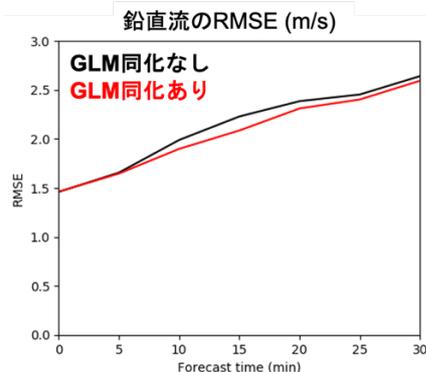


図: GLM 同化あり(黒線)と同化あり(赤線)実験の 30 分予報について計算した Nature run に対する鉛直流の RMSE(m/s)。

## 衛星からの雷観測

\*牛尾知雄 (大阪大学), 佐藤陽祐, 佐藤光輝 (北海道大学),  
吉田良 (気象庁)

### 1. はじめに

対流圏の大気が地表からの加熱により不安定な成層を成すとき、その不安定を解消するため積乱雲あるいは雷雨が発達する。一般的に雷雨は対流セルあるいは降水セルの集合体で構成されており、そのライフサイクル中で、発達期のあらわれを主成分とする降水の形成に伴い雲内で電荷分離が進行し電荷が蓄積される。そして、大気の絶縁破壊強度を越えたとき放電という形態をとって、雲内の電荷が中和される。これを雷放電と呼び、以上を総称して雷放電現象と呼んでいる。本稿では、静止軌道上からの雷観測ミッションについて提案を行う。

### 2. 衛星からの雷観測の歴史

このような雷放電は我々に最も身近な自然現象の一つであるにもかかわらず、全地球規模での発生頻度や分布といった最も基本的な描像について、最近まで殆ど明らかになっていなかった。雷放電を観測することに特化した最初の衛星は、NASA・マーシャル宇宙飛行センターによる MicroLab-1 衛星に搭載された OTD (Optical Transient Detector) や、熱帯降雨観測衛星 (TRMM) に搭載された LIS (Lightning Imaging Sensor) (Christian et al., 1989, 2003) であり、宇宙からの光学観測が、雷放電観測に有効であることを実証した。これらの衛星観測によって得られた観測データ (例えば図1) から、雷放電は主に夏半球の陸上で発生し、その頻度は約 50 flashes/s という結果が得られている。これらの衛星による光学観測は、検出効率を 90% 近くまで高めることに成功しており、検出手法としては十分成熟したものに近付いているといえる。

### 3. 衛星からの雷観測の意義

雷放電は、電荷分離強度を決定する対流強度と密接に関連していることから、放電頻度を観測することにより、大気循環・水循環・エネルギー循環等を特徴付ける基本パラメータ、例えば、対流性降水強度推定、対流/層状性降水識別、降雨タイプ分類や雲氷量推定、潜熱加熱輸送等への評価指標となり得ることがわかっている。例えば、図2に示されるように、米国アラバマ州におけるドップラーレーダーとの同時観測により、上昇気流速度と雷放電頻度との間には密接な関係がある (Goodman et al., 1989) ことが明らかになっている。

また、こうした雷放電頻度を気象モデルへ同化することによって、特に台風の強度予測などの精度を向上させることができること、また、竜巻のタッチダウンに先行して雲放電を含めて放電頻度が急激に増加すること等が明らかとなっており、こうした一連の雷放電情報の有用性から、米国において地球静止軌道上からの雷観測ミッション (GLM) が提案され、2016年に打ち上げられた。

### 4. 今後の展望

GLMに引き続き、欧州や中国でも運用が予定されており、今後、静止軌道上からの雷観測は世界的な標準となっていくものと思われる。こうした状況に鑑みて、日本におけるミッションの提案としたい。

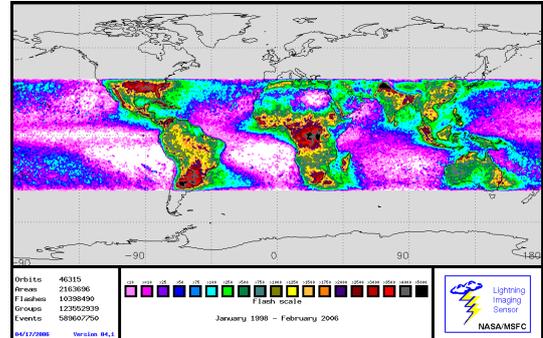


図1 TRMM/LISによる雷放電分布 (1998年から2006年2月までの観測)

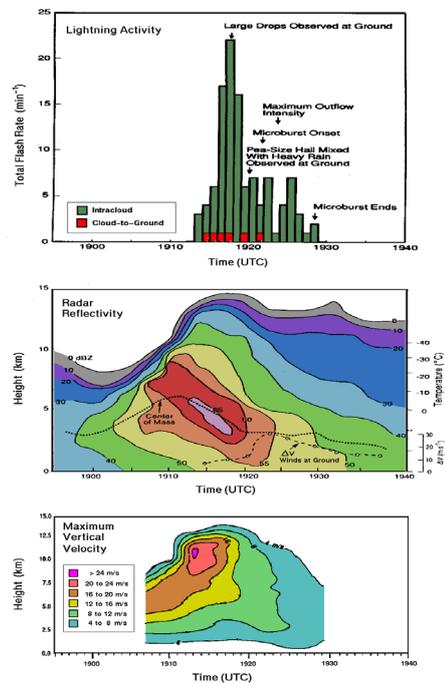


図2 ドップラーレーダーおよび放電頻度観測による積乱雲の盛衰にともなう変化

### 参考文献

- Christian, H. J., R. J. Blakeslee, and S. J. Goodman, The detection of lightning from geostationary orbit, *J. Geophys. Res.*, 94(D11), 13329-13337, 1989
- Christian, H.J., R.J. Blakeslee, D.J. Boccippio, W.L. Boeck, D.E. Buechler, K.T. Driscoll, S.J. Goodman, J.M. Hall, W.J. Koshak, D.M. Mach, and M.F. Stewart, Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, 4005, doi: 10.1029/2002JD002347, 2003.
- Goodman, S. J., D. E. Buechler, P. D. Wright, and W. D. Rust. Lightning and precipitation history of a microburst producing storm, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1185-1188, 1988

## 数値予報データ同化における静止衛星観測の利用

岡本幸三<sup>1</sup>、大和田浩美<sup>2</sup>、藤田匡<sup>1</sup>、岡部いづみ<sup>1</sup>

1: 気象研究所、2: 気象庁

### 1. はじめに

静止気象衛星による観測は、高頻度・広域という特性を持ち、現業的・国際的に堅牢な観測体制が構築されてきたため、古くから数値予報データ同化に用いられてきた。今日の数値予報センターにおいても、重要な観測データとして利用されている。様々な技術的困難によりこれまでその利用は限定的であったが、データ同化技術や予報モデルの高度化により、更なる利用が進みつつある。将来に目を向けると、ひまわり 8・9 号の後継衛星に搭載されるセンサーとして、気温・水蒸気の鉛直分布情報の観測を可能とするハイパースペクトル赤外サウンダ(HSS)の検討も進められており、その有効な利用に向けた開発や調査が行われている。本発表では、現在の静止気象衛星の利用と課題、そして将来の静止気象衛星搭載 HSS (GeoHSS) に向けた検討や、低軌道衛星との補完的な利用について紹介する。

### 2. 静止気象衛星の同化の現状と課題

数値予報センターにおける静止気象衛星の観測は、雲の移動を風情報に翻訳した大気追跡風 (AMV) と、晴天域の輝度温度 (CSR) として同化されている。これらは数値予報精度の維持・改善に大きな寄与を持つものの、今日の静止気象衛星がもつ高頻度・多バンド観測情報の一部しか活用できていない。一方研究分野では、高頻度な観測情報の活用、雲域も含む全天候域で輝度温度の同化、可視反射率データを直接同化する研究などが進展している。たとえば、Honda et al. (2018, MWR) は、全天候輝度温度 (ASR) を 10 分ごとに同化することにより、台風の急発達予測に成功している。また Okamoto et al. (2019, QJRMS) は、CSR 同化と比べ ASR 同化は、同化可能な観測情報が定常的・一様に得られるため、安定的な豪雨予測が可能となることを領域同化システムを用いて示した。また全球同化システムにおいても、ASR 同化の開発・検証を行っている。

### 3. 将来の静止気象衛星への期待

ひまわり後継衛星の GeoHSS の検討に向けた取り組みの一つとして、GeoHSS 観測データを疑似的に作成し、全球・領域データ同化シス

テムを用いて、数値予報精度への影響 (インパクト) を調査するための観測システムシミュレーション実験 (OSSE) を実施した (Okamoto et al. 2020, sola)。近年日本に大きな災害をもたらしたいくつかの事例を対象としたところ、大規模な気温や風の予測場を改善し、豪雨予測や台風進路予測精度を向上させることが分かった (図 1)。一方で、OSSE に用いた疑似観測やシステムの分解能に起因すると考えられる、豪雨予測の限界も見られたため、更なる調査が必要である。

GeoHSS や静止気象衛星によるイメージャは、高頻度・広域な観測が可能だが、鉛直解像度は低軌道衛星に搭載される雲・降水レーダーや雲・エーロゾル・風ライダーに劣り、また雲頂以下の観測は限定的である。一方低軌道衛星搭載レーダー・ライダーは、静止衛星観測と比べると、頻度や観測領域が限定される。このような両者の長所短所を考慮した処理を行うことにより、単純に両者を独立に同化するよりも大きなインパクトが得られるであろう。例えば、低軌道衛星搭載ドップラー風ライダー (DWL) によって得られる風の鉛直分布は、AMV と比べ算出域は大幅に限られるが、風の鉛直分布を観測できることに加え、AMV が不得意とする下層や晴天域での算出や、AMV 割当高度の高精度化にも寄与することが期待される。

**謝辞:** 本研究は、JSPS 科研費 19H01973 の支援を受けたものです。

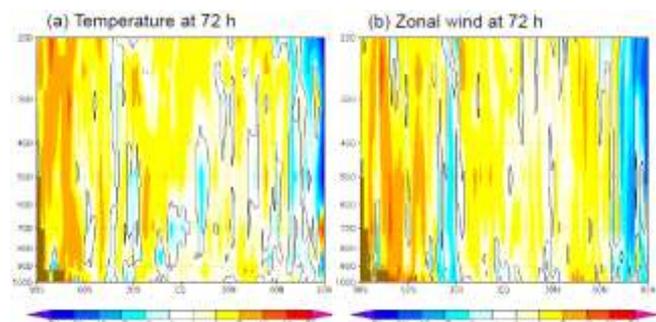


図 1: GeoHSS を同化した場合の、(a) 気温と (b) 東西風速の 48 時間予測誤差の減少率 (%) の全球東西平均。正值は GeoHSS 同化により予測が改善したことを表す。平成 30 年 7 月豪雨を対象とした、2018 年 6 月 15 日～7 月 8 日の同化サイクルから計算。

## ひまわり後継衛星の GeoHSS によるメソ数値予報へのインパクト調査

\*藤田 匡<sup>1</sup>, 岡本 幸三<sup>1</sup>, 瀬古 弘<sup>1</sup>, 大塚 道子<sup>2</sup>, 大和田 浩美<sup>3</sup>

1 気象研究所、2 気象大学校、3 気象庁観測部

### 1. はじめに

現在、気象業務支援のため運用されている静止気象衛星ひまわり 8 号、9 号は、高機能の可視赤外放射計による高頻度・高分解能の観測を行い、実況監視や気象予測支援で大きな役割を果たしている。気象庁では、ひまわり 8 号・9 号の後継の静止気象衛星において、搭載測器のさらなる拡充を検討しており、これに向けて、観測システムシミュレーション実験(OSSE)を実施し、全球、及び、メソ数値予報へのハイパースペクトル赤外サウンダ(GeoHSS)によるインパクトを調査した([1-4])。本稿では、メソ数値予報に関する OSSE の結果について報告する。

### 2. OSSE によるインパクト調査

本 OSSE では、気象庁のシステムとの独立性が高く、かつ、高精度の場として、ECMWF の再解析 ERA5 を疑似真値場として用い、これに基づいて GeoHSS の疑似観測を生成する[1,2]。また、メソ OSSE では、輝度温度やリトリーブ量への変換は評価の対象とせず、GeoHSS によって得られる大気の状態を代表するものとして、ERA5 の気温、及び相対湿度の鉛直プロファイルを疑似観測として用いる[1,2,4]。なお、雲による影響を考慮し、ERA5 で見積もった雲頂より上層のみの疑似観測を使用する。

2020 年 3 月まで気象庁現業メソ数値予報で用いられていた JNoVA 4D-Var [5]により、GeoHSS 疑似観測を他の実観測とともに同化し、インパクトを評価した。

### 3. 実験の結果

平成 30 年西日本豪雨事例[1,4]と平成 29 年 7 月九州北部豪雨事例について、メソ OSSE を実施した。それぞれ 2018 年の 2017 年に両年について 7 月 1~7 日の期間データ同化サイクルを行い、7 月 2~7 日を初期値する予報結果により評価を行った。

統計検証においては、GeoHSS 疑似観測による同化サイクルを通じた効果により、疑似観測を直接同化していない雲頂より下も含め、解析及び予報場が ERA5 に近づく効果が見られた(図略)。また、高層観測(実観測)に対す

る検証でも、予測の改善が見られ、特に、疑似観測を同化していない風についても改善が見られた(図 1)。これらは同化サイクル、予測を通じて気象場の全体的が改善することを示している。GeoHSS 同化による降水検証でのインパクトは、主に予報後半でスレツスコアが向上しており、予測のリードタイムをのばす傾向が見られた(図 2 黒実線楕円)。

平成 30 年西日本豪雨事例では、大規模な降水帯の中で発生した低圧部通過に伴う下層暖湿気流入の強まり、また、上層トラフの深まりの予測改善により、中国地方での降水の強化の表現が向上した([1,4]、図略)。平成 29 年 7 月九州北部豪雨では、上層の寒気(図 3)、下層の暖湿気流入(図略)といった、スケールの大きな環境場が実況直近の初期値で表現されており、さらに GeoHSS の同化によって、より早い初期値の予測から表現が改善する傾向が見られた。降水予測については GeoHSS の同化では、九州北部地方でより強い降水帯が表現される傾向が見られた(図 4)。一方、GeoHSS を同化しても局地的な降水集中の位置、強度や持続、及び、線状降水帯に伴って九州北部地方に形成・維持された温度傾度帯など、小さいスケールの現象については、実況直近の初期値、予測値でも表現されていなかった。小さいスケールの現象の予測については、観測データ、同化システム、予報モデルの分解能による限界なども関連するとみられ、調査は今後の課題である。

謝辞

本研究では気象庁予報部数値予報課が開発したメソ数値予報システムの数値解析予報実験システムを用いた。

参考文献

- [1] Okamoto et al., 2020, SOLA, to be published.
- [2] 岡本ほか, 2019, 気象学会春季大会, C162.
- [3] 大和田ほか, 2019, 気象学会春季大会, C163.
- [4] 藤田ほか, 2019, 気象学会秋季大会, A153.
- [5] Honda et al., 2005, *QJRMS*, **131**, 3465-3475.

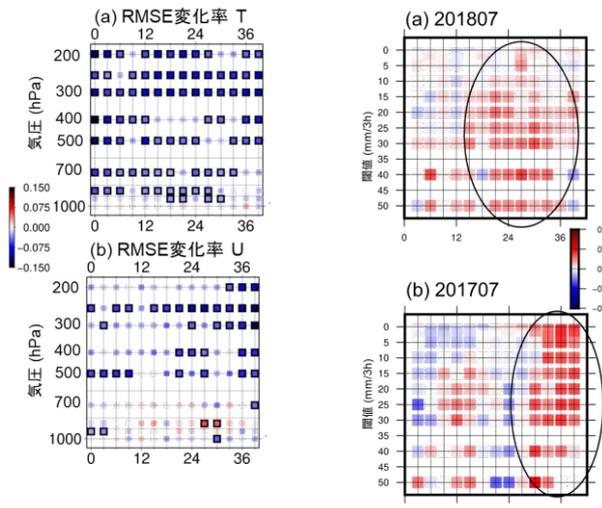


図 1: 対高層観測 RMSE の CNT からの変化率。2017 年と 2018 年の 7 月 1 日 00UTC 初期値~7 月 7 日 21UTC 初期値 (96 初期値)。(a) T, (b) U。枠付きの大きい記号は、改善/悪化が有意である場合を示す。青が改善。

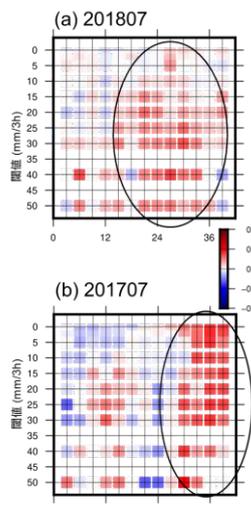


図 2: 対解析雨量スレツスコアの GeoHSS あり無しの差。20km 検証格子平均 3 時間積算降水量検証。(a) 2018 年、(b) 2017 年の 7 月 1 日 00UTC 初期値~7 月 7 日 21UTC 初期値。縦軸: 閾値、横軸: 予報時間。赤が改善。

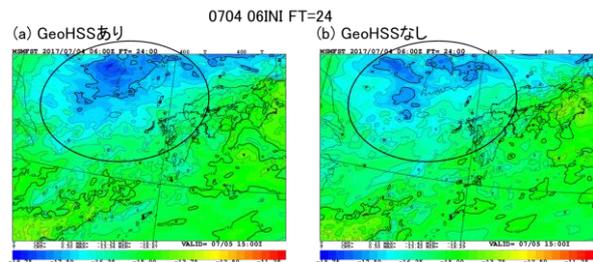


図 3: 2017 年 7 月 5 日 06UTC を対象とする 400hPa の気温予測値。7 月 4 日 06UTC 初期値の FT=24 を示す。(a) GeoHSS あり、(b) GeoHSS なし。

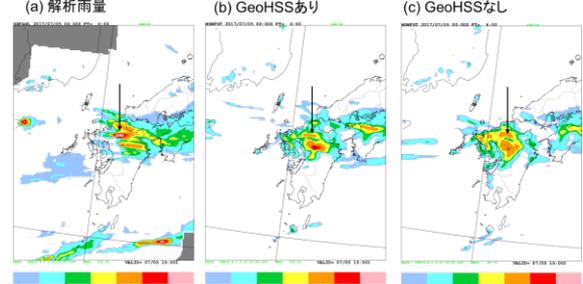


図 4: 2017 年 7 月 5 日 06UTC の前 3 時間積算降水量。(a) 解析雨量、(b) GeoHSS あり 5 日 00UTC 初期値の FT=6 を示す。(c) GeoHSS なしについての(b)と同様の図。

## アジア大気組成観測静止衛星：第二幕を見据えて

\*金谷有剛, Prabir Patra, 関谷高志 (海洋研究開発機構), 谷本浩志 (国立環境研究所), 笠井康子 (情報通信研究機構), 日本大気化学会大気環境衛星検討委員会

### 1. はじめに

アジア地域では工業だけでなく食糧生産などでも大規模化が進み、CO<sub>2</sub> や大気汚染物質等に関し、今や世界最大の排出地域となっている。二次的な大気化学過程を経て生じるオゾン(O<sub>3</sub>)やPM<sub>2.5</sub>は、世界で年間数百万人もの早期死亡、2.6兆ドルの経済的損失を引き起こすともいわれる。またそれらは、短寿命気候強制力因子SLCFとしての作用を持つため、気候変動面でもCO<sub>2</sub>等のGHGと合わせて注視すべき対象となっている。気温上昇2度以下を目標とするパリ協定やSDGsの達成に向け、GHG、SLCFの収支理解向上と合理的な削減は喫緊の課題となっており、IPCC第6次評価報告書でも大きく取り上げられている。その際、排出一大気中濃度—気候/健康インパクトを結ぶ非線形的な関係を、鍵となる数十種の化学種について、生態系や化学反応が関与する収支の側面も含め定量的に明らかにすることが大気化学分野の大きな課題である。近年、そうした目的の達成へ向けて、「周回軌道衛星」から得られるようになった二酸化窒素(NO<sub>2</sub>)、O<sub>3</sub>、ホルムアルデヒド(HCHO)、一酸化炭素(CO)、CO<sub>2</sub>、メタン(CH<sub>4</sub>)、二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)、アンモニア(NH<sub>3</sub>)など多くの化学種の全球面分布やそれらの長期変化傾向の情報が活用されている。世界的なコロナウィルス蔓延に伴う経済活動の大幅な低下の指標としてもメディアに大きく取り上げられ社会の注目を浴びた。しかしながら、光化学反応や光合成、排出を駆動する人間活動サイクルにおいて本質的である「日内変動」には目をつぶったままであった。

### 2. 静止衛星からの大気組成観測：第一幕

2020年2月、「日内変動」計測を実現する静止軌道衛星からの大気汚染ガス観測の扉を開いたのは韓国である。GEMS センサから、東・東南・南アジアのNO<sub>2</sub>大気汚染等に関し、排出日変化やそのインパクトを計測するものである。我々は地上検証などから参入し、データ同化解析などへ向け深く関わってゆく計画であり、その研究開発活動をまず紹介する。その際、日本のGOSAT-GW衛星(周回軌道)にて大規模発生源の把握の目的で導入されるNO<sub>2</sub>観測のための研究開発と重ね

合わせ、効率化する。アジア大気汚染の紫外可視センサによる観測では、共存するエアロゾルによる光攪乱効果がガス濃度導出に及ぼす影響を適切に考慮する必要があると考えている。そのため、地上MAX-DOASやPandora分光計によるリモート観測でアルゴリズム評価検証を重点化するとともに、気象衛星「ひまわり」によるエアロゾル情報も活用する計画である。こうした定量性の向上は、データ同化解析における排出定量化やオゾン化学理解の向上のために必須である。欧州からはSentinel-4(2023年)、米国からはTEMPO(2022年)も打ち上がり、方法論も共通化されるなど、調和のとれた全球静止衛星観測の時代が到来する。

### 3. 静止衛星観測「第二幕」で目指すべきこと

しかしながらこの第一幕で計測対象となる化学種には限りがある。欧州のSentinel-4では赤外サウンドによるCO観測、米国GeoCarb(2022)では赤外分光計によるCO<sub>2</sub>計測などが計画されているが、アジアでの計画は存在していない。これらを我が国が狙ってゆくのも一つの方策ではないだろうか。こうしたギャップ分析をもとに、今後進むべき第二幕の方向性を論じたい。xCO<sub>2</sub>日内変動の振幅は日々変動より大きいことに着目し、アジア地域の植生CO<sub>2</sub>吸収に関する知見獲得を目指すことや、xCH<sub>4</sub>の静止衛星観測計画もアジアで空白であることから、湿地等からの排出量推計精度向上を狙うことも有意義である。COを対象に加えることにより、NO<sub>2</sub>、O<sub>3</sub>、HCHOなどと合わせ対流圏の酸化力を規定するOHラジカルの全球推定精度が格段に向上するだろう。第一幕で進むNO<sub>2</sub>計測も、空間解像度8km四方程度のものであり、個別排出源の識別や非線形オゾン化学の解像に適した1km四方観測を狙ってゆく案もある。光化学オキシダント(オゾン)生成の制限因子を規定するVOC/NO<sub>x</sub>比の知見提供は重要な環境政策貢献になる。さらには、GHG、SLCFの多化学種同時・日変化観測と解析により、部門別の排出量推計精度を向上させ、エビデンス提供を通じて、パリ協定の達成を目指した排出管理や合理的な削減目標作りを支援することも重要な使命である。

専門分科会 4  
「気象情報高度化時代の  
「わかる」工夫」

## 防災に関する気象情報を一般市民に「分かってもらう」ための取り組み

上田博康（日本気象予報士会関西支部）、楠田雅紀（日本気象予報士会関西支部）

### 1 はじめに

（一社）日本気象予報士会は気象庁と連携して、地域からの依頼に基づき防災普及啓発を目的として出前講座を行なう「防災プロジェクト」を2012年度から全国で実施してきた。関西支部においては、大阪管区气象台と2012年度より取り組んでおり現在に到る。

2019年4月には、出前講座の実施体制の充実を目指して、関西支部内の有志会員からなる防災部会を立上げ、運営の組織化を行った。

防災に関わる気象情報は年々高度化しているが、内容が一般市民に理解されなければ、命を守る行動には結びつかない。気象情報が一般市民に認知されていない現状をいかに改善するかという課題の改善に向けての取り組みについて紹介する。

### 2 防災勉強会の取り組み

現状の問題は、防災に関する気象情報の専門用語が一般市民にとっては複雑すぎて、正確な理解が期待できないことにあると考える。

そこで防災部会では、避難勧告ガイドライン勉強会を月一度の頻度で実施し、各種災害が発生し得る危険度分布などをはじめとする防災気象情報の入手・活用方法の習得に努めた。

その内容は、2019年2月から3月にかけて気象庁で自治体職員支援を行う気象防災アドバイザー育成の目的に実施された「気象アドバイザー研修」の教材を用いて、主として気象予報士向けに展開したものである。

勉強会の特徴としては、「防災に関心のある一般市民」も参加いただき、一般の方から見て、「気象防災情報のどこがわからないのか」を指摘できるように工夫したことである。

また、日本赤十字社大阪府支部青少年・ボランティア課と連携し、被災者支援活動を行うボランティアが参加する自主勉強会との合同開催を行った。ここでは、災害発生時に一般市民の声を聴いて作業を行う立場の人々と気象予報士が対応の立場で意見交換を行い、気象情報が活用できていない現状を知ることができた。

気象情報のユーザーと積極的に接点を作り出して、気象情報の問題点を気象予報士自らが「分かってもらう」姿勢は有用と感じている。

### 3 防災出前講座とそれに先立つ事前準備

2019年度においては、大阪管区气象台の講師派遣要請5件、一般市民等からの直接の講演依頼6件、併せて11件の出前講座を実施した。

最近では、小学校区単位の自主防災組織や福祉活動団体からの講演依頼が増える傾向にある。地元固有の気象現象や被災特性に関心が高く、防災気象情報を「分かりたい」という一般市民のニーズは強まっていると感じている。

そこで、地元市役所等の危機管理部局に適宜取材したり、ハザードマップを入手して現地調査を行ったりして、行政が既に住民向けに整備している防災ツールを活用して、災害をイメージさせる工夫を行った。受講者の反応もよく、視覚、聴覚に訴える教材を準備して関心を引くという手法は効果的だと認識している。

### 4 今後の普及啓発について

今後も、さまざまな関係者の意見も拝聴しながら、気象情報が一般市民に「分かってもらう」ための手法を習得し、その成果を社会全体に還元するとともに、気象情報や防災情報の発信者への認識共有に努めていきたい。

# 気象データを用いたウグイス初鳴日予報の試み

\*太田佳似（日本気象予報士会 関西支部）

植田睦之（バードリサーチ）

## 1. はじめに

ビッグデータとしての気象データには様々な応用があり、生物の行動の予測や解析[1]も例外ではない。気象庁では長年に亘り生物季節観測が行われ、また2009年まで桜の開花予想が発表されて来た。このような生物の予測を行うに当たっては、しばしば、有効積算気温という概念が用いられる[2][3]、これは植物に限らず、モンシロチョウの羽化など昆虫にも適用され、恐らくは生物一般の生理反応に共通の機序と考えられる。本報告では、鳥類であるウグイスの初鳴きに対しても、この有効積算気温を用いることが可能か、気象庁の気温データとバードリサーチで収集したウグイス初鳴日の観測データを用いて解析を試みた。

## 2. 解析手法

観測データ（1361件）の地点は個々別々であり、解析では、ある程度のデータを同一地点にまとめた。気象庁の気温データを用いるため、最も近いアメダスごとにまとめることもできたが、それでは1地点のデータ数が不足するため、生物季節観測を行う気象台（南西諸島を除く91地点）ごとにまとめ、その中でデータ数が10件以上の37地点のデータ（全体の85%に当たる1159件）を用いて解析を行った。また、予備解析として、積算気温や月平均気温と観測日の相関を取り、有効積算気温との相関が高いことを確認した（図1）。

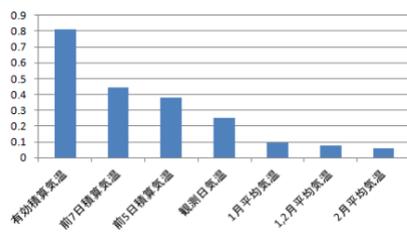


図1 ウグイス初鳴きの観測日と各種気温の相関

## 3. 有効積算気温

有効積算気温で生物現象を予測するためには、例えば以下の式の積算開始日  $ds$  や、積算零点  $To$ 、有効積算気温  $Ta$  を各地点で予め算出しておく必要がある。

$$Ta = \sum_{k=ds}^{do} (Td(k) - To)$$

$Ta$  : 有効積算気温  $Td$  : 日平均気温  $To$  : 積算零点  
 $ds$  : 積算開始日  $do$  : 観測日

南西諸島を除く日本全国で、ウグイスの初鳴きは2月～5月に観測されるため、今回の試みでは積算開始日を1月1日とした。一方、積算零点と、観測日の有効積算

気温は、各地点ごとに2005～2019年の過去15年間の観測日のデータから誤差が最小となる最適値を求めた。

## 4. 解析結果

求めた有効積算気温から各地点ごとに毎年のウグイス初鳴日を予測し、観測日との相関を取ったのが図2である。相関係数が0.996と高く、ウグイスの初鳴きも桜の開花やモンシロチョウの羽化と同様、有効積算気温で予測できることが分かった。

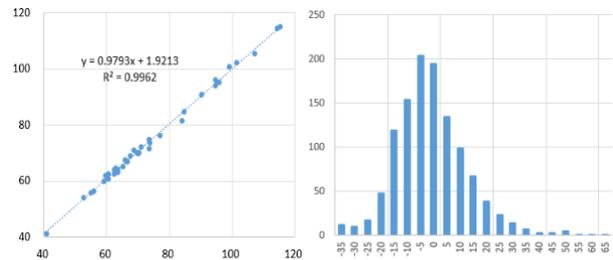


図2 観測と予測の相関

図3 観測と予測の差異分布

## 5. 考察

図3の観測日と予測日の差異分布から、観測日は予測日を中心にほぼ対数正規分布しており、予測日はその中央値に近い。そこで事前に予報を出すために、ここでは30日前予報として観測日を30日遡らせて同様の解析を行い、2020年の東京の気温を用いて、30日前予報を算出した。2020年の実際の東京での観測日（25件）との比較を累積で図4に示す。最後の1ヶ月で気温が高めに推移し、やや早い初鳴きとなったが、30日前予報、中央値予報（予測日）共に、実用化の可能性が得られた。

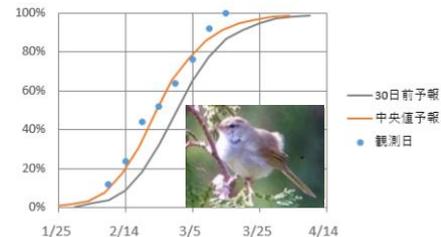


図4 2020年の東京での観測と予測

## 参考文献

- [1]太田佳似,2019,HYSPLIT を用いた迷行鳥類の気象要因解析, 日本気象学会秋季大会,159
- [2]中村寛志他,2008,オオルリシジミ蛹の飼育温度と羽化日,成虫の蔵卵数・前翅長との関係および羽化に要する蛹期の有効積算温度について,Bull. Shinshu Univ. AFC No.6,45-50
- [3]植田睦之,2014,温度ロガーを用いたヤマガラの繁殖時期のモニタリング, Bird Research 10,F21-F25

GSM地上を用いた山形県内における降雪量ニューロ・モデルの開発

高野 哲夫 ( (一社) 日本気象予報士会 )

1. 諸言

東北・北陸地方の日本海側の地域において、冬季の雪情報に対する関心は高い。また、近年は気象情報を扱う人工知能技術の開発や活用も進んでいる。

筆者はこれまで、ニューラルネットワークの数理を用いて山形県および新潟県の冬季降水域の解析を試みてきた(高野 2016, 2018)。続く高野(2020)では、山形県域の GSM 地上 GPV を入力変数、降雪量を出力変数(予測対象)とする解析手法を検討した。本研究では引き続きニューロ・モデルを試作し、予測実験を試みた。

2. ニューロ・モデルの構造と学習

本研究で使用する GSM 地上の格子点は、山形県域に対応する東西方向 4×南北方向 7 の計 28 格子点である。各格子点において地上気温および降水量の予報値から生成される推定降雪量を入力変数とした。この推定降雪量は次式で定義される雪水比  $r(T)$  を用いて計算した。ここで、 $T$  は地上気温 (°C)、 $\alpha$  は気温シフトである(第 1 図)。

$$r(T) = 1 / \{1 + \exp(T + \alpha)\}$$

第 2 図にニューロ・モデルの構造を示す。ニューロ・モデルは 3 層構造であり、ユニット数は、入力層 28、中間層 14、出力層 14 である。GSM の 28 格子点における推定降雪量を入力変数とし、山形県内 14 地点における 12 時間降雪量の観測値(18 時～6 時)を出力変数とした。機械学習は誤差逆伝播法に基づき、178 件の訓練パターンを 10 万回反復するものとした。この訓練パターンは 2016～2018 年の各 1～2 月の予報値・観測値を基に生成した。

また、ニューロ・モデルの内部では、パラメータの値は全て 0 から 1 の任意の実数として処理される。このため、高野(2020)と同様に、入力変数  $x_{in}$  は内部入力値  $s_{in}$  に変換し、内部出力値  $s_{out}$  は出力変数  $x_{out}$  に逆変換する仕様とした。この変換・逆変換には次式を適用した。

$$s_{in} = \frac{1}{4} \left( \frac{x_{in} - m_{in}}{\sigma_{in}} \right) + \frac{1}{2}$$

$$x_{out} = (m_{out} - 2\sigma_{out}) + 4\sigma_{out} \cdot s_{out}$$

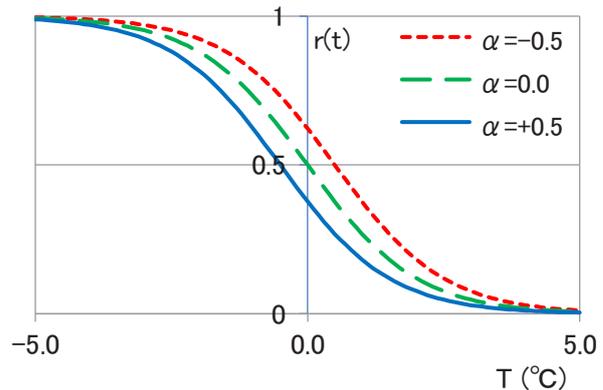
ここで、 $x$  は降雪量、 $m$  と  $\sigma$  は各々降雪量の平均値と標準偏差、添字の  $in$  は入力側、 $out$  は出力側を示す。

3. ニューロ・モデルの計算結果

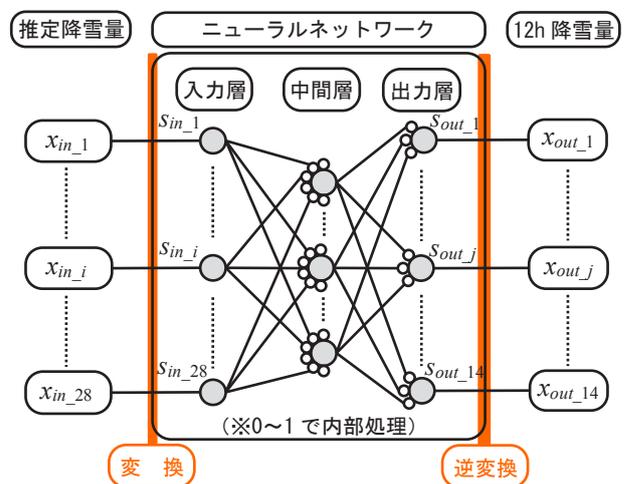
上記のニューロ・モデルを用いて、2019 年 1～2 月(59 日間)について予測実験を試みた。結果の一例を第 3 図に示す。極大域の分布の特徴は概ね一致している。しかし、全体を通して過大・過小に予測されるケースも散見された。今後も引き続き、検討が必要である。

4. 参考文献

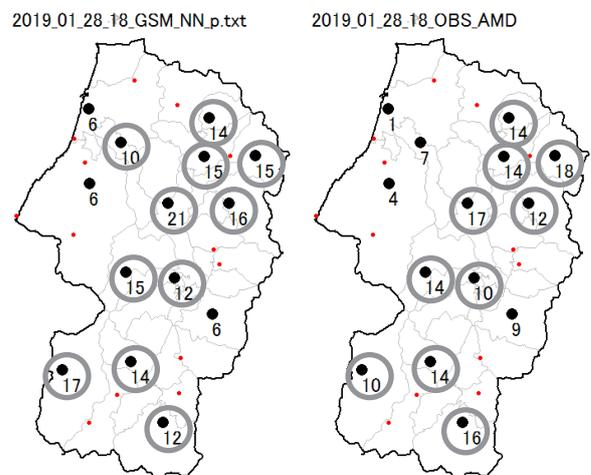
高野哲夫, 2016: ニューラルネットワークを用いた山形県内の冬季降水域・気温分布の解析。日本気象学会 2016 年度春季大会講演予稿集 P406。  
 高野哲夫, 2018: ニューラルネットワークを用いた新潟県内の冬季降水域の解析。日本気象学会 2018 年度秋季大会講演予稿集, D461。  
 高野哲夫, 2020: GSM地上とニューラルネットワークを用いた山形県内の降雪量解析の試み。日本気象学会 2020 年度春季大会講演予稿集 P108。



第 1 図 推定降雪量を求めるための雪水比モデル  
 T: 地上気温 (°C),  $\alpha$ : 気温シフト (°C),  $r(T)$ : 雪水比



第 2 図 ニューロ・モデルの構造  
 $x_{in}$ : 推定降雪量 (cm),  $s_{in}$ : 内部入力値 (0～1)  
 $x_{out}$ : 12h 降雪量 (cm),  $s_{out}$ : 内部出力値 (0～1)



第 3 図 予測と実況の一例 (12 時間降雪量)  
 左: 予測, 右: 実況, O: 降雪量 10cm 以上の地点  
 (対象: 2019 年 1 月 28 日 18 時～29 日 06 時,  $\alpha = +0.5^\circ\text{C}$ )

# 関東降雪時における気温分布の特徴

## —雨雪判別の記録とアメダス観測の比較より—

中山秀晃・大門禎広（日本気象予報士会）

### 1. はじめに

関東地方の雪に関する気象・防災情報は、改善がみられるものの、未だ信頼性の高い雨雪判別予報や積雪予報を提供するまでに至ってはいない。関東地方における雪の観測地点は少なく、「気温上昇で溶ける」「圧密などで変質する」という雪の性質上、降雪状況の把握を困難にする。観測体制の充実と降雪事例の集積が求められる。

気象観測を補う方法として、Web上の降雪情報を活用した関東地方の雨雪判別及び積雪情報の記録を2008-09年から実施している。また2017-18年の冬から、防災科学技術研究所の気象情報収集システムである「ふるりポ！」による観測情報の記録を従来のデータに追加した。

今回は、10年にわたる雨雪判別の記録とアメダスデータを使った気温分布の比較検証から、関東地方降雪時における低温域の発達に特徴的な型があることが明らかになったので報告する。なお、風向風速についても同様の比較検証を行っているが、今回は気温分布を中心に報告したい。

### 2. 対象とした雨雪観測とアメダスデータ

対象とした雨雪事例は、2011年～2020年の10年間の観測である。WebGISを活用した雨雪判別記録は、3時間毎に一枚の図を作成し時間変化を捉えているが、それに対応した時刻のアメダス気温および風向風速の分布図を1時間毎に作成し、主に平野部における降雪の降り始めや、降雪域の拡大時における低温域の変化に注目して特徴的な型（顕著事例）を抽出した。

### 3. 特徴的な低温域の発達と降雪域の拡大について

先行研究では、関東平野における降雪開始前後の下層低温化について、「寒気移流」と「降水の相変化に伴う冷却」が注目されている。この二つのプロセスを念頭に、対象事例におけるアメダス低温域の変化と対応する降雪域の変化を比較検証した結果、以下の顕著事例が抽出された。

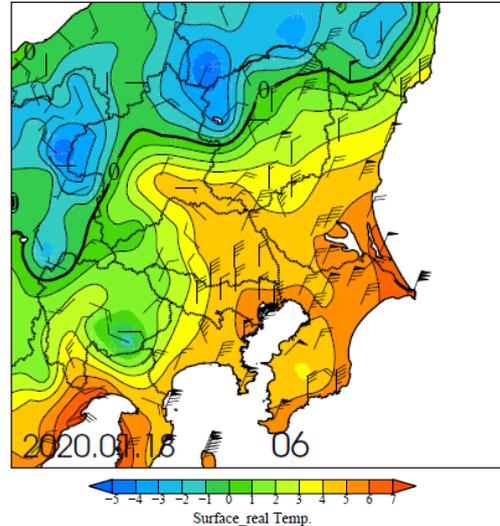
- ①関東北東部から南方向への寒気移流により降雪域が拡大する事例
- ②関東西部から東方向への低温域の拡大により降雪域が拡大する事例
- ③低温域が局地的に発生し降雪域が拡大する事例
- ④上記の①と②が同時並行的に発生し群馬県南東部に相対的な暖域が形成される事例
- ⑤その他の事例（低温域の拡大が顕著でない事例など）

なお、上記①～④の事例は、一回の降水イベントで複数回にわたり発生する場合がある。また、図1～3は、上記②に該当し、時間経過とともに低温域が南東方向に拡大し、房総半島南部まで降雪域が広がった事例である。

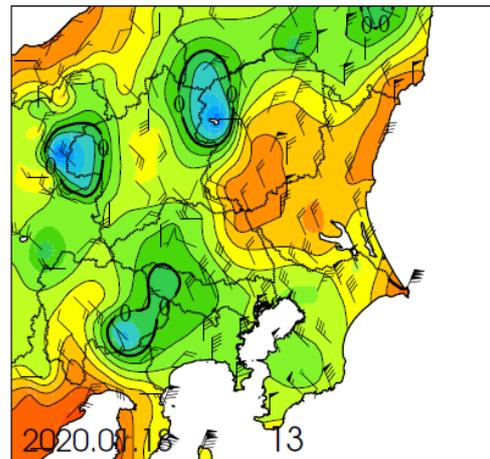
☆参考文献：

中山秀晃, 2019: 関東地方における降雪分布—WebGISを活用した雨雪判別と積雪深の記録— 日本気象学会秋季大会予稿集B301

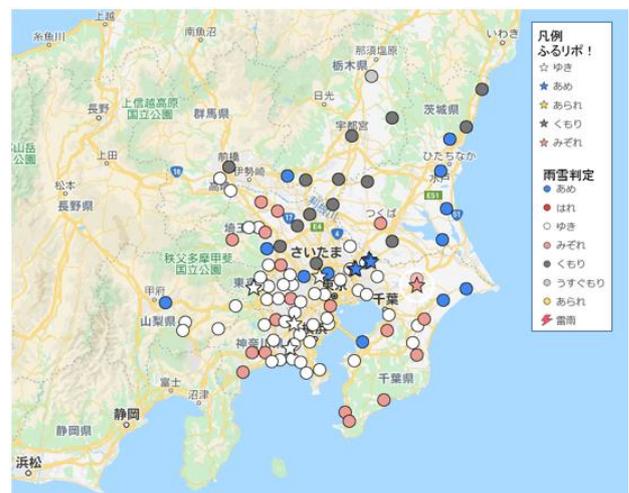
### ☆関東西部から低温域が拡大した事例（1図～3図）



1図：2020年1月18日6:00のアメダス図



2図：2020年1月18日13:00のアメダス図(凡例は1図に同じ)



3図：2020年1月18日12:00-15:00の雨雪判別図

## 2 週間気温予報の利用法を考える

内山 常雄（日本気象予報士会）

### 1. はじめに

2 週間気温予報が発表されるようになって 1 年が経過した。その東京の予報結果と実況を比較し、この気象情報の利用法を考える。

### 2. 実況値と予報値の差

日々の気温が平年値から大きく外れることはまれであり、その第 1 予測値は平年値である。その気温が平年値から大きく外れることが予測され、その予測通りになれば、その予報の価値は高い。この 1 年間（2019 年 7 月から 2020 年 6 月）の東京の気温で、平年値から大きく外れた事例について調べた。

実況値が平年を大きく下回った例を表 1 に示す。

表 1 最高気温が平年を大きく下回った事例の予報値

年月日	実況との比較			
	平年値	11 日前	6 日前	前日
2020/5/21(木)	-8.5	-8.2	-6.2	-2.2
2020/4/13(月)	-8.4	-7.9	-3.9	-4.9
2020/4/20(月)	-8.3	-7.6	-6.6	-1.6
2020/5/20(水)	-7.8	-8.6	-7.6	-9
2020/3/29(日)	-7.4	-9.3	-9.3	0.7

3 月 2 9 日は東京で降雪があったが、7 日前まではかなり高い気温を予報していた。

表 2 最高気温が平年を大きく上回った事例の予報値

年月日	実況との比較			
	平年値	11 日前	6 日前	前日
2020/3/28(土)	9.7	8.6	2.6	6.6
2020/1/29(水)	9.2	8.6	7.6	1.6
2020/3/11(水)	8.5	5.4	2.4	1.4
2020/1/30(木)	8.1	7.5	7.5	1.5
2020/3/27(金)	8	4.8	0.8	3.8

平年値から大きく外れる気温を 2 週間前から小さい誤差で予測することは難しい。最適気温でも同様の結果だった。

### 3. 5 日平均値の価値

2 週間気温予報の 2 週目の 5 日間の予報値は、5 日平均値である。そのため値の変動は少ない。図 1 に最高気温と最低気温の 5 日間の値の変動幅のグラフを示す。

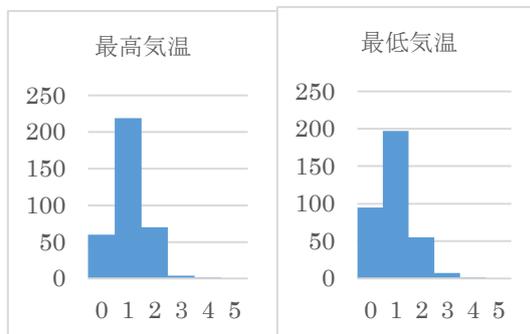


図 1 2 週目の予報値の変動幅（°C）別年間度数分布

実況値の 5 日間平均を計算し、同様のグラフを作ると、図 2 が得られる。

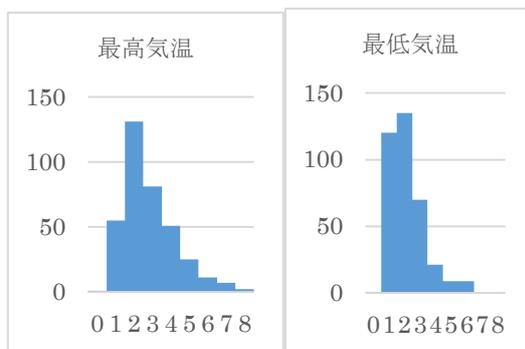


図 2 実況値の 5 日間平均の変動幅（°C）別年間度数分布

一方、実況値の 5 日間の変動幅について同様のグラフを作ると図 3 が得られ、実際の変動幅が予報値よりはるかに幅が広いことが分かる。

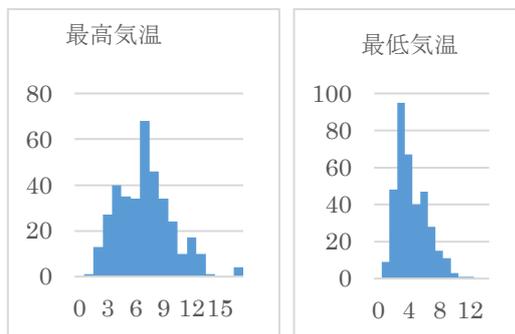


図 3 実況値の 5 日間の変動幅（°C）別年間度数分布

### 6. 考察

2 週間気温予報の 1 年間の予報実績を調べた結果、ほとんど価値のないデータの羅列と思われたが、中にはよい結果も含まれているので、それについても紹介する。

2020年度秋季大会講演予稿集 編集

(五十音順)

[講演企画委員会]

委員長 橋本 明弘

副委員長 青柳 暁典 廣岡 俊彦 平松 信昭 堀之内 武  
三好 建正 渡部 雅浩

委員 石戸谷重之 ○石元 裕史 ○伊藤 純至 ○宇野 史睦  
小山 亮 日下 博幸 楠 研一 ○工藤 玲  
澤田 洋平 清水 厚 出牛 真 那須野智江  
西本 秀祐 西森 基貴 ○林 昌宏 平原 翔二  
○廣川 康隆 藤部 文昭 ○益子 渉 松山 洋  
茂木 耕作 安成 哲平 ○渡邊 俊一

(○印：委員会事務局)

事務補佐 江口 恵美

2020年9月30日 発行

編集兼発行者 公益社団法人 日本気象学会  
東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内

PDF制作 株式会社 インプレッソ  
東京都文京区関口1-34-9アネックス早稲田1F

ISSN 2435-3299 (オンライン)

ISSN 2435-3280 (冊子版)