# 2019年度秋季大会講演予稿集

会期:2019年10月28日(月)~10月31日(木) 会場:福岡国際会議場 (福岡市博多区石城町2-1)

116

2019年10月

日本気象学会



大学や研究機関において創出されるビッグデータは近年、大容量化の一途を辿っています。特に 画像データ、センシングデータ、音声データなど非構造化データの極端な大容量化は目まぐるし い状況です。これらのビッグデータを有効的に活用するために、NVIDIAのTESLA V100を利用 したディープラーニング(深層学習)向けの需要が伸びている状況を鑑み、ニューテックでは、

ビッグデータを格納する高信頼性の大容量ストレージを搭載し

- •OS領域には、トリプルミラードライブを搭載し
- TESLA V100を最大で4枚搭載可能な

Cloudy DPを発売いたします。

### LINEUP

型名
NCDYX008T08SAS4ZA26
NCDYX008T04SAS4ZA26
NCDYX010T08SAS4ZA26
NCDYX010T04SAS4ZA26

### 最大で4枚搭載可能

Ćlouc



Tesla V100(保証3年) 型番:NVTV100-32G

トリプルミラー

ボックス

### 機器概要

- •Xeon GOLD6128(6core/12thread/3.4Ghz)×2CPU
- •DDR4-2666 256GB(Max 1TB)
- •QPI up to 9.6GT/s
- SAS12Gbps Backplane/Expander
- •Date用:3.5"HDD×8(最大)\*1
- ●Date用:3.5"NVMe SSD×4(最大)\*1
- •OS用:3.5"1slot(2.5"×3 Mirror)
- •RAIDレベル(0/1/5/6/10/50/60)
- •10GBase-T×2ポート
- •2200W×2(100V/200V兼用)
- Linux (CentOS/Ubuntu)
- ★1:最大で合計8台まで。 ディスク部分については、カスタマイズ可能です。 (HDDとNVMe SSDの混在)



5.25" bay – Inchbox 5.25" bay – option 5.25" bay – option 4T~10TB×8 RAID6 (MegaRAID直結) NVMe SSDを搭載可能

●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 http://www.newtech.co.jp 第一営業部一課担当:久保田・松田・三島・高埜(専任SE) Tel:03-5777-0852 Fax:03-5777-0853 E-mail:academic@newtech.co.jp



# 2019年8月1日、ANEOSへ。

株式会社日本エレクトリック・インスルメントと株式会社小笠原計器製作所は合併し、ANEOS株式会社へ。 この合併により、気象観測機器、システムの専門メーカーとしては、国内トップブランドになります。

# 自然を測り、くらしを守る

**ane**os



### 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

NEI

水銀レス、乾球と湿球の温度センサーに 白金測温抵抗体 (P⊤100Ω)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

・検出部:白金測温抵抗体(Pt100Ω) ・測定範囲:温度、−30~50℃/湿度、0~100%RH -測定精度:温度、±0.2℃ -表示方式:7 セグメントLED 5桁×2行 -データ保存:mlcroSD カード(別途) -通風速度:4~6m/s 電源:単三乾電池4本 -外形寸法:0120×304mm(取手含まず) -等量:約1.4kg



### <sup>3象庁聖式証明取得品!</sup> 電子制御ヒータ式雨雪量計

温水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

- 一転倒雨量:0.5mm \*精度:雨量20mmまで±0.5mm以内 雨量20mm超えるとき、±3%以内 い力信号:0.5mm毎の無電圧接点パルス(2回路出力) ・使用条件:温度:40~50℃ 湿度:0~100%RH 電源:AC100V約330VA(ヒータ用) 形状寸法:0200(内径)×450mm 管置:約5.2Kg

### 現在天気計パーシベル2

「霧雨・雨・霙・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

・水粒計測範囲:0.2mm~25.0mm
 ・水粒速度範囲:0.2m~20m/秒
 防塵防水規格:IP65
 ・F:RS-445
 ・匠:010-0C36V
 ・最大消費電力 50W/2A(DC24V、ヒーター使用時)
 ・慨寸等:H560×W400×D120mm/約4.0kg

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

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、霙、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

最大測定雨量:1500mm
 集雨面積:200cm<sup>2</sup>
 -測定精度:±0.1mm
 動作温度:-40°C~+60°C(無結露)
 防塵防水規格:1P65(ハウジング部)
 IF:RS-485
 電源:DC9.6V~28V
 消費電力:12V時,最大15mA
 ・俶寸等:1P50×W450Φ/約15.0kg





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

# MS-80,日射計の最高峰。

### Fast response & spectrally flat class A

2018年11月, ISO9060 日射計規定が改定されました



英弘精機株式会社

www.eko.co.jp TEL: 03-3469-6711

())

0120-208-685

nissha@eko.co.jp



### 日本気象学会 2019 年度秋季大会 出展・リクルートブース開設・協賛企業・団体等一覧

今大会の開催にあたり、以下の企業・団体からご出展・リクルートブースご開設・ご協賛を頂きました (2019年8月22日現在;50 音順).厚く御礼申し上げます.

### 株式会社朝倉書店

#### 株式会社ANEOS

#### 英弘精機株式会社\*

### 株式会社気象工学研究所+

### 株式会社熊本放送

- サイバネットシステム株式会社\*
- シュプリンガー・ジャパン株式会社\*

### 株式会社東京久栄+

- 日本海洋事業株式会社+
- 一般財団法人 日本気象協会\*+

### 一般社団法人日本損害保険協会\*

株式会社ニューテック\*

#### 株式会社プリード

### (五十音順)

\*は会場内に併設されるブースにて展示を行う予定の企業・団体です. +は会場内に併設されるリクルートブースを設ける予定の企業・団体です.

-1-

# 日本気象学会 2019 年度秋季大会

**会期**:2019年10月28日(月)~10月31日(木) **会場**:福岡国際会議場

〒812-0032 福岡県福岡市博多区石城町2-1 <u>https://www.marinemesse.or.jp/congress/</u> 大会実行委員会担当機関:福岡管区気象台,九州大学,福岡大学 大会委員長:倉内利浩(福岡管区気象台長) 当日の会場への連絡先:大会実行委員会事務局(福岡国際会議場4階小会議室407)

福岡国際会議場(代表TEL:092-262-4111)



≻会場への主な経路

○航空機(福岡空港)利用の場合

- 福岡空港<地下鉄6分260円>博多<バス12 分240円>会場
- ○JR・新幹線(博多駅)・高速バス(博多バスタ ーミナル)利用の場合
   博多駅前<バス12分240円またはタクシー10 分1,000円程度>会場
- 西鉄(福岡天神駅)・高速バス(福岡天神バス ターミナル)利用の場合
   天神<バス12分190円またはタクシー6分800</li>
   円程度>会場
- ○(参考)地下鉄呉服町駅<徒歩約15分>会場
- ≻交通機関利用にあたっての留意事項
  - ○会場最寄りの降車バス停は路線によって異なり、博多駅方面からは国際会議場・サンパレス前または国際センター・サンパレス前,天神方面からは国際会議場・サンパレス前または石城町になります.
  - ○会場は福岡国際会議場です.福岡国際センターではありませんのでご注意ください(特に国際センター・サンパレス前で下車の場合).
  - ○バス,電車いずれも SUICA などの交通系 IC カ ードが利用できます.
  - ○各図の中でバス停に示した数字は行き先番号です.同じルートでも行きと帰りで番号が異なることがあります.
  - ○BRT は黄色い大型の連接バスです.
  - ○会場から博多駅方面は石城町バス停まで(約 200m)歩くと乗車機会が増えます.

-2-



大会会場(福岡国際会議場)と懇親会場(福岡サンパレスホテル)の位置関係



日本気象学会 2019 年度秋季大会

-3-

### 大会行事予定

A 会場	:	(4 階)	中会議室	411+412 号室
B 会場	:	(4 階)	中会議室	413+414 号室
C 会場	:	(4 階)	小会議室	401+402+403 号室
D会場	:	(4 階)	小会議室	404+405+406 号室
ポスター会場	:	(4 階)	中会議室	409+410 号室
(企業展示・	リシ	クルート	ヽブース	4 階ロビー)

### 小倉特別講義・授賞式会場 : (3階)メインホール

受付	:4階ロビー
大会事務局	: (4階)小会議室 407 号室
懇親会場	: 福岡サンパレスホテル2 階パレスルーム

()内は講演数と講演番号

		A会場	B会場	C会場	D会場
10月28日	13:30~	気象予報	気候システムI	中層大気	<b>大気境界層</b> (10)
(月)	17:15	(14, A151~A164)	(14, B151~B164)	(14, C151~C164)	大気放射(5)
					(D151~D165)
10月29日	09:30~	専門分科会2「藤田哲	気候システムⅡ	中高緯度大気	熱帯大気I
(火)	12:00	也生誕100年ーわが国	(10, B201~B210)	(10, C201~C210)	(10, D201~D210)
		における竜巻研究ー」			
		(9, A201~A209)			
	13:00~	第二回小倉特別講義			
	14:30				
	$15:00 \sim$	堀内員・止野員・山本]	員・小倉奨励員授員式 ヴェヴォコク港海		
	17:30	- 畑内員・止野員・田本、   - 畑如へ	員文員石記念講演		
	$18:00 \sim$	懇親会			
10日20日	20:00	小合性则建美油堆占	<b>声明八利</b> 本4「左色巛宝	知测手法	理控与色
10月30日 (水)	$09:30 \sim$	小启行加神我建携で	守门万件云4   丸豕火舌	観測士法 (0_C201,C200)	
	11.45	「気象力学・気候力	て」(7 B301~B307)	(9, C301~C309)	(7, D301~D307)
		学による現象理解の			
		深化			
	11:45~	ポスター・セッション	(90, P301~P390)		
	12:45				
	13:45~	専門分科会1	専門分科会 5	専門分科会3	専門分科会6
	17:15	「水蒸気観測技術の	「人工知能(AI)は気象	「雲・降水粒子研究の現	「複数手法による大気
		進展と豪雨予測への	学にブレイクスルーを	状と発展」	中メタン動態の把握と
			もたらすか?」	(12, C351~C362)	予測」
		(13, A351~A363)	(16, B351~B366)		(14, D351~D364)
10月31日	09:30~	降水システム I	熱帯大気Ⅱ	気候システムⅢ	大気力学
(木)	11:45	(9, A401~A409)	(9, B401~B409)	(9, C401~C409)	(7, D401~D407)
	11:45~	ポスター・セッション	(90, P401~P490)		
	12:45		*	を持ちってした	*8-60
	$13:45 \sim$	降水システム 11	烈帝大気山	気候システムⅣ	惑星天気(3)   物質復彊シュニノ (10)
	17:15	(13, A451~A463)	(14, B451~B464)	(14, C451~C464)	初頁値填ンステム(10)
					(D431~D403)

発表件数:442件(専門分科会71,一般口頭発表191,ポスター180)

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\_copyrightpolicy.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: kouenkikaku2019a@mri-jma.go.jp) まで.

-4-

一般口頭発表・専門分科会

- 一般口頭発表の講演1件あたりの持ち時間は<u>14分</u> (講演11分・質疑3分)です.
- 専門分科会の発表時間については世話人からの指示 に従ってください。
- 講演にはPCプロジェクターを使用できます.
- ・ 講演にあたり、予め以下の点をご了承ください.
- ✓ パソコンは各自で準備して下さい.会場にはプロジェクター, VGA ケーブルおよび HDMI-VGA 変換アダプタを準備します. VGA (ミニ D-sub15 ピン),あるいは HDMI (フルサイズ) コネクタを装備した PC が使用できます.
- ✓ セッション開始前の休憩時間などを利用して、必ず接続の確認を行っておいて下さい.また接続が 不安な場合は、セッション開始前に会場係に申し 出て下さい.
- ✓ 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.携帯用メディアによるバックア ップファイルの準備など、トラブルへの備えは講 演者自身で行って頂くようにお願いします.

#### ポスター発表

- ・ 講演者はポスターに表題と著者名を明記して下さい.
- ポスター発表の一人当たり使用可能面積は、<u>高さ 210</u>
   <u>cm×幅 90 cm</u>程度となっています(ただし、足元からパネルが立ち上がる点に注意).
- ポスターの掲示には画鋲のみが使用できます. 画鋲は 会場に用意されています.
- ・ ポスターの掲示可能時間は以下の通りです. <u>会場の都</u> 合上時間厳守でお願いします.
  - ✓ 第3日の発表者は10月30日09:30~17:00
    - ✓ 第4日の発表者は10月31日09:30~17:00
- ・ ポスター会場での機器の使用は、講演申し込み時に申 し出ていたもの以外は原則として認められません.

### 保育施設の紹介について

大会実行委員会では、大会期間中の保育施設の紹介と、 施設利用費用の一部補助を行います. 紹介する保育施設 は下記の通りです.

保育施設 「リトルワールド博多ぎおん園」 住所 〒812-0038 福岡市博多区祇園町2-11 TEL: 092-262-7177 FAX: 092-292-8282 http://little-world.jp/gion-top ※2ヶ月から就学前まで ※初めてご利用の方はメールでのご予約はできませ ん. 必ずお電話での予約をお願い致します. ※メールでのご予約は前日、19時までにお願い致し ます. それ以降の時間のご予約はお受けできない 場合があります. 保育施設 「おかえりらんど」 住所 〒810-0041 福岡市中央区大名 1-5-3 TEL: 092-753-8551 https://www.okaeri-rand.net/tenjin/ ※10ヶ月から就学前まで ※予約不要

※お電話によるお問い合わせ:朝 8 時~深夜 2 時 /(金)(土)のみ深夜 3 時まで. 保育施設 「キッズサポート博多中央保育園」

住所 〒812-0039 福岡市博多区冷泉町 2-8-1F TEL/FAX 092-262-5566

<u>https://www4.hp-ez.com/hp/kids-support/</u> ※6ヶ月から6歳まで ※事前にメールもしくは電話で問い合わせを.

また、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 上記は情報提供のみであり、保育施設への申し込み 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21日(月) までにご連絡下さい.

他の施設を利用される場合にも同様の方法で補助を行います.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 TEL: 03-3216-4403

### 大会実行委員会からのお知らせ

事前登録が済んでいる方には、参加票、領収証および大会ガイドブック(冊子)を大会の2週間程度前に発送す る予定です.1週間前になっても届かない場合には、実行委員会事務局までご連絡ください.

大会には参加票を必ずご持参ください.会場での受付は不要です.参加票を持参されていない場合には,再発行

-5-

### 第二回小倉特別講義

※聴講は無料です.一般の方も参加できます.

日時:2019年10月29日(火)(大会2日目)13:00~14:30

会場:福岡国際会議場メインホール

- 趣旨:「天気」2018年5月号でご案内した通り、小倉義光先生からのご寄付を基にして設立されました小倉義光・正子基金 を活用する一環として、年ごとに設定された研究分野において、国際的に著名な研究者を招聘して広く学会員向けに講演を 行っていただく「小倉特別講義」を開催しております。第二回は、気象力学・大気大循環分野を選び、下記の通り実施いた します。学会に出席されない方でも参加可能です。
- 講師: Prof. Sir Brian J. Hoskins (Chair, Grantham Institute for Climate Change, Imperial College London, and Professor o f Meteorology, University of Reading)

#### 講演題目: The Dynamics of Hadley Cells

備考:参加無料.講義は英語で行われます.翌日午前に,関連する小倉特別講義連携セッション「気象力学・気候力学に よる現象理解の深化」も開催されますので,併せてご参加ください.

### 小倉特別講義連携セッション

#### 気象力学・気候力学による現象理解の深化

日時:2019年10月30日(水)(大会第3日)9:30~11:45 場所:A会場

使用言語:英語(質疑は日本語も可)

主催:公益社団法人日本気象学会 小倉特別講義実行委員会 **趣旨**:

毎年世界各地で,豪雨や熱波のような顕著現象や異常天 候が発生しています.事前に予測が可能であったとして も、予測情報を生かすためには,現象に対する力学的理 解が不可欠です.また,超高解像度シミュレーションや 長期再解析データセットや,気候変動予測,高頻度高解 像の衛星やレーダー等の新たな観測データから,様々な 時空間スケールの現象やそれらの相互作用が見出され ています.これらの未知の現象の多くは記述が中心であ り、力学的解釈が待たれています.この連携セッション では,大気大循環変動に関する研究を精力的に行ってい る専門家に話題提供をお願いし,参加者との議論を通じ て,現象の気象力学・気候力学的理解を深めたいと思い ます. プログラム:

- 9:30-9:35 Introduction 榎本 剛 (京大防災研)
- 9:35-10:05 Mode-decomposed equation diagnosis for atmospheric blocking development (モード分解方程式に よる大気ブロッキング成長の診断) 稲津 將(北大)

10:05-10:35

The selective absorption mechanism for the maintenance of a summertime blocking: A case study (夏のブロッキング持続における選択的吸収メカニズム:事例解析)山崎 哲 (JAMSTEC)

- 10:35–11:05 Remote impact of tropical Pacific internal variability on Arctic climate (熱帯太平洋変動がもたらす 北極域気候変動) 小坂 優 (東大先端研)
- 11:05–11:35 A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent (近年のユーラシアの寒冷化に対す る北極海氷減少の影響の定量化)森 正人(東大先端研)
- 11:35-11:45 Concluding remarks 河谷芳雄(JAMSTEC)
- 世話人: 榎本 剛 (京大防災研), 稲津 將 (北大), 河谷 芳雄 (JAMSTEC)

### 専門分科会の概要紹介

-6-

#### 藤田哲也生誕100年-わが国における竜巻研究-

日時:2019年10月29日(火)(大会第2日)9:30~12:00 場所:A 会場

**趣旨**: Mr. Tornado・藤田哲也(1920-1998)は,福岡県 北九州市小倉南区中曽根で誕生した.メソ気象学の 先駆的論文 Micro-analytical study of thunder-nose を Byers 教授へ送付したことから,シカゴ大学へ招聘 された.1953 年以降,竜巻などの強風現象が地上に 残した地上絵を観測・解析する,独創性に富んだ「藤 田メソド」で業績を残した.彼は,導き出した仮説 を,ドップラーレーダーを用いて実証し,メソ気象 学を開拓した.竜巻の強さとその被害を定量的に評 価した F-スケールとダウンバースト(DB)の発見が 著名.DBの発見は,防災と航空機の安全運航に大 きく貢献した.藤田の生誕100年を記念して,我が 国に於ける,竜巻,DB,レーダー観測,短時間予測, F(JEF)スケール等の報告を歓迎.このテーマは, 藤田博士ゆかりの地である福岡で開催される大会に 相応しい.

世話人:橋本昭雄(藤田哲也博士記念会),小林文明(防 衛大学地球海洋学科),野田 稔(高知大学),横山辰 夫(福岡管区気象台),中村 弘(藤田哲也博士記念 会),金氏 顕(藤田哲也博士記念会),藤崎 擴(藤 田哲也博士記念会)

#### 気象災害と防災啓発活動について

日時:2019年10月30日(水)(大会第3日)9:30~11:45 場所:B会場

趣旨:日本では、気象災害は梅雨末期や台風などによる大雨が多い.この気象災害の発生は避けられないが、防災への知識や備えがあれば被害を大きく減らすことは可能である.このため気象予報士をはじめ様々な立場の人達が小学校や公民館などで防災知識の普及啓発活動を行っている.また、放送メディアに携わる気象キャスターも多くの視聴者にむけて気象災害と防災への備えがわかりやすく伝えられるよう力を注いでいる.

このセッションでは、色々な立場や場所で防災普 及活動を行っている人たちが一堂に会してそれぞれ の取り組みを紹介し、問題点や知見を共有し、今後 の課題等について議論を行う.

世話人:栗原めぐみ(日本気象予報士会),園村 伸(日 本気象予報士会),永田健太郎(日本気象予報士会), 早田 蛍(日本気象予報士会),平松信昭(日本気象 予報士会),岩田 修(日本気象予報士会),岡田登志 恵(日本気象予報士会)

#### 水蒸気観測技術の進展と豪雨予測への貢献

- 日時:2019年10月30日(水)(大会第3日)13:45~ 17:15
- **場所**:A 会場
- 趣旨: 急激に発達する積乱雲がもたらす局地的豪雨, 数時間ほぼ同じ場所に大雨をもたらし被害を激化さ せる線状降水帯等,災害をもたらすシビアストーム の機構解明や予測技術の改善にとって,水蒸気情報 の改善が必須である.近年,水蒸気観測の技術は急 速に発展している(水蒸気ライダーによる鉛直構造 観測,気象衛星による中・上層水蒸気の高頻度観測, 地上デジタル波放送信号や気象レーダー電波を用い た下層水蒸気観測,精密衛星測位(GNSS)による海上 観測や積乱雲スケールの水蒸気変動観測等).進展 する新しい水蒸気観測技術の現状を把握し,豪雨の 予測や機構解明への活用に向けた課題を議論したい. 観測技術開発やフィールド観測に携わる方,データ 同化やモデルへの利用法の研究者,また豪雨の機構 解明を目指す立場からの参加をお願いしたい.
- 世話人:小司禎教(気象研究所),清水慎吾(防災科学 技術研究所,国家レジリエンス研究推進センター), 瀬古弘(気象研究所),永井智広(気象研究所)

### 人工知能(AI)は気象学にブレイクスルーをもたら すか?

日時:2019年10月30日(水)(大会第3日)13:45~17:15 場所: B 会場

- **趣旨**: 気象学では、これまでにデータ同化やガイダン ス等において、ベイズ推定やニューラルネットワー クといった機械学習手法が用いられてきた.一方で, 近年急速に発展してきた機械学習の一手法であるデ ィープラーニング(深層学習)を初めとした人工知 能(AI)技術は、様々な分野において活用され、成 果を上げている.同時に,観測手法や計算機性能の 向上によって、高品質かつ膨大な量の気象データの 蓄積が進んでおり、AI の活用によって大きなブレイ クスルーを生み出すポテンシャルを秘めていると言 えよう. そこで本分科会では、昨年の秋季大会に引 き続き、古典的な機械学習手法から最新のディープ ラーニングまでに関連した研究事例を幅広く募集す る. また,総合討論を通して,気象学における AIの 新しい利活用方法や利活用に当たっての注意点等, 将来展望について議論を行いたい.
- 世話人:松岡大祐(海洋研究開発機構),筆保弘徳(横浜国立大学),伊藤耕介(琉球大学),中野満寿男(海洋研究開発機構),楠研一(気象研究所),大西領(海洋研究開発機構)

#### 雲・降水粒子研究の現状と発展

- 日時:2019年10月30日(水)(大会第3日)13:45~ 17:15
- 場所:C会場
- **趣旨**:雲・降水粒子の生成・成長に関わる素過程は、 大気の水・熱循環や放射収支に深く関与する. 雲・ 降水粒子に関する物理過程の解明は、その黎明期に は, 主に室内実験や地上観測をとおして個々の素過 程とそれらを内包する機構解明が進められてきた. また、気球・航空機・地上リモートセンシングによ る観測を通して,雲・降水の物理特性の実態究明と ともに、雲・降水システムの時間発展と微物理過程 との関係が明らかにされてきた.近年では、飛躍的 に発展しつつあるリモートセンシング観測・解析技 術をもとに、多彩な地上・衛星リモートセンシング 観測や数値モデリングを駆使して物理過程の解明が 進められている.本分科会では、実験・観測・モデ リング等,異なる研究手法を用いた雲粒子の物理過 程解明に向けた取り組みに関する講演を募り、雲粒 子の物理プロセス研究の現状と展望について相互理 解を進め、実験・観測・モデリングの連携につなが る足がかりにしたい.
- 世話人: 佐藤陽祐(北海道大学), 岡本 創(九州大学), 高橋暢宏(名古屋大学), 鈴木賢士(山口大学), 橋 本明弘(気象研究所), 端野典平(高知工科大学)

### 複数手法による大気中メタン動態の把握と予測

日時:2019年10月30日(水)(大会第3日)13:45~17:15 場所:D会場

**趣旨**: メタンは短寿命気候汚染物質(SLCP)の1つで あり,温暖化と大気汚染の両面で重要な役割を果た すにもかかわらず,大気中の濃度変動メカニズムに

-7-

は未解明な部分が多い.メタン発生源には湿原・水 田,化石燃料採掘,家畜など異質な起源が複雑に混 ざっており,また主要な消失源である大気中での OH ラジカルとの反応は直接観測が困難であるため,メ タンの全球収支の正確な定量化は困難である.近年, GOSAT など人工衛星による広域観測,濃度および安 定同位体比の高精度測定,大気輸送化学モデル,渦 相関法によるフラックス観測,吸収放出モデル,排 出インベントリなど,メタン動態を把握するための 手法が飛躍的に進展している.そこで本専門分科会 では、大気中の濃度や同位体比の変動、それに影響 を与える放出・吸収源、さらに将来予測までを含め たメタン動態に関する幅広い発表を募集し、今後の 展開を見据えて成果の共有を図るとともに議論を行 いたい.

世話人:伊藤昭彦(国立環境研究所),梅澤拓(国立 環境研究所),羽島知洋(海洋研究開発機構),齋藤 尚子(千葉大学), Prabir Patra(海洋研究開発機構)

### 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.

#### 気象災害委員会・メソ気象研究会合同研究会

**日時**:2019年10月27日(日)大会前日 13:30~17:30 **場所**:九州大学西新プラザ 大会議室AB 福岡市早良区

- 西新2-16-23 (<u>http://nishijinplaza.kyushu-u.ac.jp/</u>)
- **コンビーナー**: 足立 透(気象災害委員会), 坪木和久(メ ソ気象研究会)
- **テーマ**:「フェーズドアレイレーダーによる気象災害研 究の新展開」
- 内容:局地的大雨や竜巻等突風といった激しい大気現象 は甚大な災害を引き起こすため,学術的な理解の深化 と監視・予測技術の高度化が重要な課題となっていま す.このためには,急速に発生・発達する現象の様子 を極めて高い時空間分解能で観測する技術が必要です. 近年に登場した気象用のフェーズドアレイレーダーは, 最短で10秒という短い時間で全天をスキャンするため, 気象災害をもたらす大気現象を素早く的確に捉えるこ とを可能とし,高度な防災気象情報につながることが 期待されます.今回は,フェーズドアレイレーダーに 関する研究開発をテーマとして取り上げ,最新の成果 と今後の展望について議論することを目的とします.

#### プログラム:

13:30-13:40 開会挨拶・趣旨説明

- 13:40-14:10「フェーズドアレイ気象レーダの開発概要」 牛尾知雄(首都大)
- 14:10-14:40「実用型マルチパラメータ・フェーズドア レイ気象レーダ (MP-PAWR)の開発」高橋暢宏(名 大宇地研)
- 14:40-15:10「東京オリンピック・パラリンピック等に おけるMP-PAWRによる観測・予測情報の利活用に 向けて」岩波 越(防災科研)

休憩

- 15:30-16:00「気象研究所フェーズドアレイレーダーを 用いた最新の研究成果とその応用」足立 透(気象 研)
- 16:00-16:30「Cバンド二重偏波フェーズドアレイレーダ ーを見据えた新しい技術開発」 松田知也(三菱電機)
- 16:30-17:00「フェーズドアレイレーダーを用いた研究 開発への期待」新野 宏(東大大気海洋研)

17:00-17:30 総合討論 中川勝広(情報通信研究機構) 世話人:足立 透(気象研),坪木和久(名大宇地研), 加藤輝之(気象大学校),小倉義光(東大大気海洋研) 問い合わせ先:足立 透(気象研) E-mail:<u>tadachi@mri-jma.go.jp</u>

#### 第1回気候形成·変動機構研究連絡会

日時:2019年10月30日(水)(大会第3日)18:00~20:00 場所:A会場 中会議室 411・412号室

- テーマ:気候形成・変動に関する素朴な疑問
- 内容:第1回目となる研究連絡会です.そこで冒頭で は、本連絡会の代表世話人である植田より、設立の 趣旨および気候研究で解決すべき課題例を紹介する とともに、気象庁気候情報課にて長らく季節予報の 現業に携わってこられた前田修平氏(現在気象研究 所全球大気海洋研究部長)より、気候変動研究に関 して、気候系監視・季節予報の現場の視点から話題 提供いただきます.後半は聴講者を含めて自由に議 論できる場を設けます.なお、本研究会の設立趣旨 は以下の通りとなっています.

本研究連絡会は,過去・現在・未来の気候に関す る研究者が,対象とする時代や領域に拘わらず,一 堂に会することにより,気候諸現象の形成を軸とし て気候の形成過程に内在する物理過程について情報 交換できる場を創出することを目指しています.こ こで言う気候諸現象とは,日本の気候に密接に関係 する現象を指します(例:梅雨前線,太平洋高気圧, チベット高気圧,ITCZ, ENSO, アジアモンスーン, 台風,等々).

気候変動研究の根幹である気候諸現象の発現・変 動機構を,最新の知見を援用し,今日的な気候科学 のフレームワークの中で整理・統合することは,喫 緊の課題である自然災害のリスク管理に科学的根拠 を与えることが期待されます.現在の気候諸現象の 研究は,熱帯,中緯度,極域,メソ,季節予報,温 暖化予測,古気候プロキシといったように,個々の 専門分野の中で,急速な発展を遂げています.そこ で,本研究連絡会は,気候変動・変化研究の基盤で

-8-

ある気候形成に着目し、様々な時代や地域における 素過程について、専門分野の垣根を超えて、議論・ 整理するプラットフォームとして機能することを目 指します.気候研究は本質的に大気以外のサブシス テムとの相互作用の研究が重要であります.特に海 洋圏、陸圏、生態・人間圏をも含む「系」として捉 えることが必要です.本研究連絡会は関連分野との 積極的な交流を推進します.

#### プログラム:

- 1. 趣旨説明 植田宏昭(筑波大)
- 2.「気候系監視・季節予報の現場の視点から」 前田修平(気象研)
- 3. 自由討論 司会: 植田・谷本・立花
- 世話人:今田由紀子(気象研),榎本剛(京都大学), 梶川義幸(理化学研究所),川村隆一(九州大学), 小坂優(東京大学),高谷康太郎(京都産業大学), 野沢徹(岡山大学),藤波初木(名古屋大学),本田 明治(新潟大学),前田修平(気象研),松本淳(首 都大学東京)
- ホームページ:

http://www.geoenv.tsukuba.ac.jp/~iccv/index.html

**問い合わせ先**:植田宏昭(筑波大学) E-mail:<u>ueda.hiroaki.gm@u.tsukuba.ac.jp</u> 副代表:谷本陽一(北海道大学),立花義裕(三重 大学) 事務局:遠藤洋和(気象研)

#### 統合的陸域圏研究連絡会

日時:2019年10月30日(水)(大会第3日)18:00~20:00 場所:C会場 小会議室 401・402・403号室

- **テーマ**:「林野火災が生み出す気候と生態系のフィード バック」
- 内容:気候は陸域圏と強いフィードバックを持ってい る.気候変動や人間活動の結果として炭素や水など の物質循環(biogeochemistry)や物理過程(biophysics) が変化し,それがひるがえって気候に影響を与えて いるのだ.このようなフィードバックのなかで,特 にドラマチックなものが林野火災である.火災は, 生態系が長い年月をかけて蓄積してきた炭素を一瞬 にして大気に放出してしまう.生物活動が変化する ことで水循環や栄養循環も変わってしまう.地表面 の色を変えることでアルベドにも影響をおよぼす. このように,全球規模で陸域圏にさまざまな影響を およぼしている林野火災についての包括的な理解が 重要である.しかし,sporadic な林野火災の発生とそ の影響を理解し未来を予測するのはむずかしい.だ

からこそ我々研究者は、さまざまな努力と工夫を行 う必要があるのだ.

今回の研究会では、平田竜一氏(国立環境研究所) を話題提供者に招き、気候変動との強いフィードバ ックが懸念されている熱帯泥炭地における林野火災 の影響についての研究成果をご紹介いただく.熱帯 泥炭地における観測と炭素循環の動態予測は気候変 動研究にたいへん重要であるため、今後の研究の発 展についても議論を行う.さらに、北方林での林野 火災についての研究者にもご登壇いただく予定であ る.

問い合わせ先:伊勢武史(京都大学) E-mail: ise@kais.kyoto-u.ac.jp

#### 第6回気象学史研究会

日時:2019年10月30日(水)(大会第3日)18:00~20:00 場所:D会場 小会議室 404・405・406号室

- テーマ:地形から見た気象災害の歴史
- 内容:今回の気象学史研究会は、「地形から見た気象災 害の歴史」をテーマに、特に豪雨による土砂災害や 洪水災害の発生に関し地形学や地域開発学の視点か ら考察します.黒木氏からは「気象災害の地形学的 な見方・考え方」と題して、社会科教育の教員の立 場から十分に浸透していない気象災害の地形的理解 等についてご講演をいただきます.また、コンビー ナの山本氏からは近年日本各地で発生した大規模な 水害について、現地踏査やアンケート調査、地図や 空中写真等を用いた扇状地や氾濫平野の開発による 土地利用の変遷を分析し、それぞれの災害地におけ る地域開発と災害発生との関係についてご講演をい ただきます.

本会合は気象学史研究に関心を持つ,より多くの 方の間の情報・意見交換をうながすため,学会員以 外の方にも広く参加を呼びかけて開催いたします.

- プログラム:
  - 「気象災害の地形学的な見方・考え方」 黒木貴一(福岡教育大学)
  - 「土地利用の変遷から見たわが国で発生した気象災 害の特徴」 山本晴彦(山口大学)

コンビーナ・司会:山本晴彦(山口大学)

- 問い合わせ先:山本 哲(気象庁観測部)
- TEL 03-3212-8341 (代表)

メールでのお問い合わせは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/

### リクルートブースの設置について

4階ロビーにリクルートブースを設置します. 優秀な 人材を求める企業等との出会いの場としてぜひご利用 ください.参加企業,開設の時間帯などは,事前に送 付する大会ガイドブック(冊子)に掲載する予定です. 大会ガイドブックは当日参加申し込みの方は受付にお いてお渡しします.

### 2020年度春季大会の予告

2020 年度春季大会は、2020 年 5 月 19 日 (火) ~5 月 22 日 (金) にカルッツ川崎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、春季大会の講演申し込み締め切りは 2020 年 2 月頃となる予定です.

### A 会場

### 気象予報

#### 座長: 近藤 圭一 (気象研究所)

A151	近藤	圭一 (気象研)	背景誤差の非ガウス分布を考慮したアンサンブル同化手法
A152	藤田	匡 (気象研)	変分法によるレーダーデータ同化高度化の検討
A153	藤田	匡 (気象研)	ひまわり後継衛星ハイパースペクトル赤外サウンダのメソ数 値予報 OSSE
A154	石橋	俊之 (気象研)	4 次元の背景誤差共分散行列を使った 4D-Var によるアンサン ブル生成と決定論的解析(4)
A155	小槻	峻司 (理研計算科学)	低解像度全球大気モデルを用いた局所粒子フィルタ実験
A156	小槻	峻司 (理研計算科学)	全球大気・水文結合データ同化システムの開発と土壌水分デ ータ同化実験
A157	菊地	亮太(DoerResearch)	メソアンサンブル予報とフライトデータを用いた風況場ナウ キャスティングの検討
			座長: 藤田 匡 (気象研究所)
A158	小林	ちあき(気象研)	座長:藤田 匡(気象研究所) 結合同化システムの短期再解析実験における降水量とSST、 海面フラックスとの関係
A158 A159	小林	ちあき(気象研) 耕介(気象研)	座長:藤田 匡(気象研究所) 結合同化システムの短期再解析実験における降水量とSST、 海面フラックスとの関係 混合ガウス分布の最頻値を利用した地上気温予測
A158 A159 A160	小林 小野 榎本	ちあき(気象研) 耕介(気象研) 剛(京大防災研)	座長:藤田 匡(気象研究所) 結合同化システムの短期再解析実験における降水量とSST、 海面フラックスとの関係 混合ガウス分布の最頻値を利用した地上気温予測 球面螺旋節点を用いた2次元セミ・ラグランジュ移流スキー ム
A158 A159 A160 A161	小林 小野 極 木	ちあき(気象研) 耕介(気象研) 剛(京大防災研) 健斗(東北大院理)	座長:藤田 匡(気象研究所) 結合同化システムの短期再解析実験における降水量とSST、 海面フラックスとの関係 混合ガウス分布の最頻値を利用した地上気温予測 球面螺旋節点を用いた2次元セミ・ラグランジュ移流スキー ム 関東地方に発生する沿岸前線のMSM 予報バイアスに関する 解析(2)
A158 A159 A160 A161 A162	小	ちあき(気象研) 耕介(気象研) 剛(京大防災研) 健斗(東北大院理) 武志(電中研)	座長:藤田 匡(気象研究所) 結合同化システムの短期再解析実験における降水量とSST、 海面フラックスとの関係 混合ガウス分布の最頻値を利用した地上気温予測 球面螺旋節点を用いた2次元セミ・ラグランジュ移流スキー ム 関東地方に発生する沿岸前線のMSM予報バイアスに関する 解析(2) 気象予測モデルから得られる地上風速の精度評価の持続性

A164 宇野 史睦(産総研) 盆地における気象庁 MSM・LFM の日射量予測誤差の比較

### B 会場

### 気候システム I

#### 座長: 鈴木 和良(JAMSTEC)

B151	堀 雅裕(JAXA/EORC)	衛星光学センサの熱赤外域バンドデータを用いた北極河川の表面 水温推定
B152	鈴木 和良(JAMSTEC)	全球大気陸面結合データ同化システム (MLEF-GWRF)の開発
B153	川合 秀明 (気象研)	MRI-ESM2 の雲表現の改良における様々な苦労
B154	行本 誠史 (気象研)	20 世紀における半球規模の気温トレンド変化の要因
B155	當房 豊 (極地研)	黄砂飛来時における東京スカイツリーでの氷晶核の観測:2017年 5月の事例
B156	塩竈 秀夫(国環研)	過去と将来の温暖化による熱帯アジア森林火災と火災由来 CO <sub>2</sub> ・ エアロゾル排出への影響
B157	大垣内 るみ(JAMSTEC)	地球システムモデルを用いた古気候再現実験による気候モデルの 評価

### 座長: 新藤 永樹 (気象研究所)

B158	青木	輝夫(極地研)	気温上昇に伴う積雪粒径の増加と近赤外アルベド低下効果の普遍 性
B159	新藤	永樹(気象研)	気象研究所地球システムモデルへの JPL Eddy-Diffusivity / Mass- Flux and Shallow Convection Scheme の導入
B160	河本	和明(長大環境)	ダスト消散係数と氷晶活性の関係
B161	小玉	知央(JAMSTEC)	全球非静力学モデル NICAM における温帯低気圧の水平解像度依存 性
B162	保坂	征宏(気象研)	MRI-ESM2 による過去再現・将来予測計算結果の理解に向けて
B163	神代	剛(JMBSC)	新しい統合的推定指標で理解される亜熱帯海洋下層雲フィードバ ック
B164	佐藤	尚毅(学芸大)	気候シナリオのストーリーライン構築のための積雪のモデル計算

### C 会場

### 中層大気

#### 座長: 山崎 孝治(北海道大学地球環境科学研究院)

C152 星 一平(新潟大)       北極ー中緯度気候リンクの QBO 位相依存性とメカニズムの         C153 直江 寛明(気象研)       QBOi 実験における Holton-Tan メカニズムの温暖化応答         C154 原田 やよい(MRI)       成層圏準2年周期振動と北半球夏季季節内振動との関係         C155 樫村 博基(神戸大理)       乾燥大気理想化実験における QBO 的周期振動のモデル依存報)         C156 松山 裕矢(九大院理)       成層圏におけるプラネタリー波束の下方伝播の統計解析(II)         C157 松下 優樹(東大院理)       新たな3次元残差流を用いた成層圏子午面循環構造の気候:	C151	山崎 孝治	(北大地球環境)	対流圏を通した成層圏 QBO の冬季極渦への影響
C153 直江 寛明(気象研)       QBOi 実験における Holton-Tan メカニズムの温暖化応答         C154 原田 やよい(MRI)       成層圏準2年周期振動と北半球夏季季節内振動との関係         C155 樫村 博基(神戸大理)       乾燥大気理想化実験における QBO 的周期振動のモデル依存報)         C156 松山 裕矢(九大院理)       成層圏におけるプラネタリー波束の下方伝播の統計解析(II)         C157 松下 優樹(東大院理)       新たな3次元残差流を用いた成層圏子午面循環構造の気候が	C152	星 一平 (親	所潟大)	北極-中緯度気候リンクの QBO 位相依存性とメカニズムの一考察
C154 原田 やよい(MRI)       成層圏準2年周期振動と北半球夏季季節内振動との関係         C155 樫村 博基(神戸大理)       乾燥大気理想化実験における QBO 的周期振動のモデル依存報)         C156 松山 裕矢(九大院理)       成層圏におけるプラネタリー波束の下方伝播の統計解析(II)         C157 松下 優樹(東大院理)       新たな3次元残差流を用いた成層圏子午面循環構造の気候が	C153	直江 寛明	(気象研)	QBOi 実験における Holton-Tan メカニズムの温暖化応答
C155 樫村 博基(神戸大理)       乾燥大気理想化実験における QBO 的周期振動のモデル依存報)         C156 松山 裕矢(九大院理)       成層圏におけるプラネタリー波束の下方伝播の統計解析(II)         C157 松下 優樹(東大院理)       新たな 3 次元残差流を用いた成層圏子午面循環構造の気候が	C154	原田 やよい	(MRI)	成層圏準2年周期振動と北半球夏季季節内振動との関係
C156 松山 裕矢(九大院理)       成層圏におけるプラネタリー波束の下方伝播の統計解析(II)         C157 松下 優樹(東大院理)       新たな3次元残差流を用いた成層圏子午面循環構造の気候         析       析	C155	樫村 博基	(神戸大理)	乾燥大気理想化実験における QBO 的周期振動のモデル依存性(続報)
C157 松下 優樹(東大院理) 新たな3次元残差流を用いた成層圏子午面循環構造の気候: 析	C156	松山 裕矢	(九大院理)	成層圏におけるプラネタリー波束の下方伝播の統計解析(II)
	C157	松下 優樹	(東大院理)	新たな3次元残差流を用いた成層圏子午面循環構造の気候学的解 析

座長: 原田 やよい (気象研究所)

C158	平野創一朗(東大院理)	南半球における最終昇温の年々変動とその対流圏との関係
C159	劉光宇(九大院・理)	南極域におけるオゾン全量変動と力学場の関係について
C160	高麗 正史(東大院理)	北極域の Lapse-Rate Tropopause 高度の季節サイクル
C161	佐藤 薫(東大院理)	Brewer-Dobson 循環のクライマトロジーと重力波の役割
C162	奥井 晴香(東大院理)	高解像度大気大循環モデルを用いた冬季高緯度中層大気重力波の 研究
C163	野口 峻佑(JAMSTEC)	重力波解像全大気モデルによる成層圏界面上昇イベントの予測実 験
C164	小新 大 (東大院理)	中層大気のデータ同化におけるフィルタリング

### D 会場

### 大気境界層

座長: 阿保 真(首都大学東京システムデザイン研究科)

D151	中田	潔(一般)	「逃げ水・浮き島・蜃気楼」現象の定量的統一的解析
D152	佐藤	真樹(埋没林博物館)	魚津の上位蜃気楼観測時における UAV による大気温度観測
D153	菅原	広史 (防大)	植生の表面温度形成要因に関する検討
D154	重田	祥範(環境学部)	都市キャノピー層内における温熱環境の形成と土地被覆形態 の関係性-複雑地形を有する熊本市街地を対象として-
D155	多田	楽空 (鳥取環境大)	鳥取県沿岸部における強風吹走時の時空間的変動
D156	矢野	雄大 (立正大・院)	立正大学・熊谷キャンパスのドップラーライダー観測による ストリーク構造の環境場調査
D157	阿保	真(首都大)	ライダーによる大気境界層高度推定法の比較
D158	北村	祐二(気象研)	MYNN モデルにおける接地境界層での特徴的長さの検討
D159	竹見	哲也(京大防災研)	市街地における暴風リスクの評価:2018 年台風 21 号を想定 した京都市街地での風速変動の LES
D160	丹治	星河(北大院理)	格子ボルツマン法による吹きだまり形成のシミュレーション と防雪柵による吹きだまり分布の違い

### 大気放射

#### 座長: 工藤 玲(気象研究所)

D161	岩渕 弘信(東北大院理)	三次元大気放射伝達モデルと深層学習を用いた地上からの雲 のリモートセンシング手法の開発
D162	工藤 玲(気象研)	不均質に分布した雲の地上リモートセンシング手法の開発
D163	林 昌宏 (気象研)	ひまわり8号可視・赤外観測を利用した多層雲域の雲物理量 推定と巻雲除去画像の作成
D164	桃井 裕広 (千葉大)	スカイラジオメータと MAX-DOAS の複合観測による対流圏 下部の PM2.5 濃度のリモートセンシング観測
D165	山口 航大 (千葉大)	スカイラジオメーターを用いた日本におけるエアロゾルの光 吸収オングストローム指数の変動要因の解析

### A 会場

### 専門分科会2「藤田哲也生誕100年ーわが国における竜巻研究ー」

座長: 佐々 浩司(高知大理工)

A201	小林	文明(防大地球)	わが国における竜巻観測のいま
A202	橋本	昭雄(藤田記念会)	藤田哲也博士記念会の活動紹介
A203	野田	稔(高知大)	藤田哲也博士が遺した研究資料のデジタルアーカイブ化
A204	Hende (Col	erson Jennifer lorado Univ.)	Dr. Tetsuya Fujita: A Biographical Presentation
A205	鈴木	真一(防災科研)	2017年7月4日にドップラーライダーで観測された竜巻状の 渦とそれをもたらした積乱雲のKaバンドレーダー及びXバ ンドMPレーダーによる観測その2
A206	藤部 境)	文昭(首都大・都市環	1903 年 9 月 23 日の東京淀橋小学校の竜巻災害
A207	江口	譲 (電中研)	フジタの竜巻風速場モデルを用いた気圧分布解析
A208	岩下	久人 (明星電気)	地上稠密気象観測網による竜巻・ダウンバーストの観測

### 座長: 横山 辰夫(福岡管区気象台)

A209 佐々 浩司(高知大理工) 高知における竜巻のレーダー観測

### B 会場

### 気候システムⅡ

#### 座長: 隈 健一 (東大先端技術研)

B201	田村 学)	健太(北大院環境科	日本海北東部における小低気圧の発生に対する Sikhote-Alin 山脈の効果
B202	渡邉	俊一(JMBSC)	大気海洋結合地域気候モデルの開発
B203	隈傾	書一(東大先端研)	日本域領域再解析の推進に向けて
B204	西井 源)	和晃(三重大生物資	2018年7月の豪雨と猛暑への海面水温偏差の寄与
B205	加藤 育・玛	内藏進(岡山大・教 4科)	2018年7月西日本豪雨の広域降水特性と大気場に関する気候 学的視点も交えた解析(その2)
B206	高畠	大地 (北大院理)	夏季の北海道における多湿環境の地球温暖化変化
B207	若月	泰孝 (茨城大理)	領域気候ハイブリッドダウンスケーリングシステムの開発
B208	松本	健吾(岡山大・院)	中国~東西日本における梅雨期の日々の降水変動・季節進行 や総観場に関する気候学的解析(第2報)
B209	三宅 理科)	千尋(岡山大・教育・	冬をはさむ季節進行の中でみたドイツ付近の日々の気温変動 に関連した総観気候学的解析(東アジアとの比較の視点か ら)
B210	桑名	佑典(岡山大・院)	ヨーロッパにおける低気圧活動の季節サイクルと θe でみる 日々の安定度の変動(2000 年を例に)

### C 会場

### 中高緯度大気

### 座長: 庭野 匡思 (気象研究所)

C201	本田	明治(新潟大理)	2018年1月11-12日の新潟市の大雪にかかわる日本海上の高 気圧性循環
C202	門前	由喜子(学芸大)	日本海と太平洋を通過する爆弾低気圧の前線構造の違い
C203	築地原 台)	〔 匠(鹿児島地方気象	大規模アンサンブルデータ d4PDF における数十年規模の爆弾 低気圧活動
C204	栃本 研)	英伍(東大大気海洋	日本付近で発達する温帯低気圧の構造と環境場のジェットの 関係
C205	入江 院・教	健太(東京学芸大・ (東京)	寒冷渦が台風の温帯低気圧化に与える影響
C206	春日	悟(新大院)	寒冷渦・トラフを連続的に補足する新客観的強度指標の提唱
C207	平沢	尚彦 (極地研)	総観規模擾乱に伴う南極氷床上の降水形成機構
C208	立花	義裕 (三重大)	負の北極振動と中緯度寒波の新因「北極海アラスカ沖に空い た海氷の巨大な穴(warm hole)」
C209	庭野	匡思 (気象研)	グリーンランド氷床表面融解に対する雲の影響
C210	中山	盛雄(東大先端研)	南半球ストームトラック活動の卓越変動 ~移動性擾乱と準 停滞性擾乱の役割~

### D 会場

### 熱帯大気 I

### 座長: 清木 亜矢子 (海洋研究開発機構)

D201	末松 環(東大 AORI)	Modulation of MJO characteristics by the fluctuation of the large- scale zonal circulation
D202	清木 亜矢子(JAMSTEC)	内変動とPJパターンとの関係
D203	福富 慶樹(名大 ISEE)	インド洋上の総観規模波動の力学と中緯度-熱帯相互作用
D204	伍 培明(JAMSTEC)	赤道波によるスマトラ島西岸 2016 年 3 月の記録的豪雨
D205	斉藤 和雄 (気象業務支援セ ンター)	ベトナム気象局解析雨量と 2018 年 12 月ベトナム中部の豪雨 について(2)
D206	森 修一(JAMSTEC)	スマトラ南西沿岸陸域における対流日変化と雷活動:YMC集 中観測より
D207	耿 驃(JAMSTEC)	2015年にスマトラ島沖で観測された熱帯擾乱と降水の多重ス ケール構造の解析
D208	横井 覚(JAMSTEC)	スマトラ島西岸沖における海上気象要素変動の観測的研究
D209	奥川 椋介(富山大院理)	スマトラ島西岸における沿岸降水帯に関する数値実験
D210	茂木 耕作 (JAMSTEC/DCOP)	Pre-YMC と YMC 期間中のスマトラ西方沖縁辺海における表 層沿岸流変動

### B 会場

### 専門分科会4「気象災害と防災啓発活動について」

#### 座長: 栗原 めぐみ (日本気象予報士会)

B301	中山 秀晃 (予報士会)	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-
B302	多々良 秀世(WFT/CAMJ)	土砂災害から守る学習プログラム・ワークショップ
B303	伊藤 忠(予報士会東海支 部)	どんな予兆に注意すればヨット転覆事故は防げたか 2017 年 4月 29日の急な強風の事例について
B304	太田 佳似 (予報士会)	スマホアプリを用いた防災意識の向上
B305	宮島 亜希子 (防災科研)	リアルタイム気象情報を活用した屋外スポーツ大会等の安全 運営支援 ~つくばマラソンにおける実証実験~
B306	大竹 秀明 (産総研)	太陽光発電に関わる諸課題と対応
B307	寺井 邦久(島原高校(気象 予報士会西部支部))	気象情報を学校運営に活かす

## C 会場

### 観測手法

#### 座長: 萩原 雄一郎 (宇宙航空研究開発機構)

C301	重田	祥範(鳥取環境大)	係留気球と GPS ラジオゾンデよる気温・相対湿度の観測 -下層大気内における計測値の品質評価-
C302	野津	雅人(首都大)	下部境界層の気温・相対湿度・風鉛直分布の UAV・係留気 球・パイロットバルーン観測間比較
C303	岩井	宏徳(NICT)	地上設置型ドップラーライダーとラジオゾンデを用いた衛星 搭載ドップラー風ライダーの検証実験
C304	萩原	雄一朗(JAXA)	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 2)
C305	大野	裕一(NICT)	WINDAS 鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(3)
C306	中島	孝(東海大)	しきさい衛星 SGLI 雲プロダクトの初期検証結果
C307	青梨	和正(気象研)	次世代のマイクロ波イメージャ降水リトリーバルアルゴリズ ム開発:固体降水の厚みに依る散乱特性の変動の導入
C308	民田	晴也(名大宇地研)	降雪粒子立体形状とミリ波偏波レーダシグナル
C309	佐藤	晋介 (NICT)	フェーズドアレイ気象レーダーのリアルタイム観測データ利用システム

D 会場

### 環境気象

### 座長: 板橋 秀一 (電力中央研究所)

D301	太田	佳似(予報士会)	HYSPLIT を用いた迷行鳥類の気象要因解析
D302	Damia (CER	ni Alessandro eS/Chiba U)	Connection between Antarctic ozone and climate: interannual precipitation changes in South America
D303	板橋	秀一 (電中研)	北半球スケールの硫酸エアロゾルに対する人為および火山起 源排出量の影響評価
D304	大橋 地球)	唯太(岡山理大・生物	年による気候の違いが急性循環器疾患の増減に与える影響
D305	藤部 境)	文昭(首都大・都市環	熱中症による日々の救急搬送率と気象要素との関係
D306	山本	晴彦(山口大)	帝国日本における気象観測ネットワークの構築-中央気象台 1-
D307	村上	英世 (いいエコ)	地球平均温度低下を狙った人工気象モデルの検討

### A 会場

#### 専門分科会1「水蒸気観測技術の進展と豪雨予測への貢献」

#### 座長: 永井 智広 (気象研究所)

A351	小司	禎教(気象研)	E-S 風系型首都圏短時間強雨への下層水蒸気の寄与 -2017 年 8 月 19 日の事例-
A352	川村	誠治(NICT)	地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 - 首都圏観測展開の加速-
A353	金丸	佳矢(NICT)	地デジ放送波から推定された水蒸気量リアルタイム観測のデ ータ解析

A354 佐藤 英一(気象研) 気象レーダー位相による屈折率の推定について(第2報)

#### 座長: 小司 禎教 (気象研究所)

A355	星野	俊介 (高層台)	2018年9月18日に東京都で観測された大雨の事例解析
A356	足立	透(気象研)	PAWR・水蒸気観測を用いた首都圏における積乱雲の盛衰の 解析 -2018 年 8 月 27 日の事例-
A357	酒井	哲(気象研)	水蒸気ライダーとドップラーライダーによる海風の観測 -2017 年 8 月 19 日の局地的大雨事例-

#### 座長: 瀬古 弘 (気象研究所)

A358 吉田 智(気象研) 水蒸気ライダーによる水蒸気鉛直分布の観測とデータ同化

加藤 亮平(防災科研) 局地的大雨予測に対する雲レーダー同化インパクト:水蒸気 ナッジングデータ同化実験

A360 廣川 康隆(気象研) 線状降水帯事例の検出と出現分布の特徴

A359

#### 座長: 清水 慎吾(防災科学技術研究所)

A361	清野 直子(気象研)	線状降水帯発生環境の気象庁メソ解析によるコンポジット解 析
A362	牛山 朋來(土研 ICHARM)	船舶搭載 GPS PWV の同化インパクト実験その 2
A363	小司 禎教 (気象研)	船舶搭載 GNSS による東シナ海水蒸気観測実験

### B 会場

### 専門分科会 5「人工知能(AI)は気象学にブレイクスルーをもたらすか?」

座長: 松岡 大祐 (JAMSTEC)

B351	三好	建正(理研)	気象学における AI 活用から AI 統合へ
B352	大塚	成徳 (理研計算科学)	深層学習による三次元降水ナウキャスト手法の検討
B353	広瀬 CERes	民志(千葉大 S)	ひまわり8号降雨推定アルゴリズムを用いた熱帯アジアモン スーン域の降雨の解析
B354	原口	大輝 (JMA)	機械学習を用いた降水ナウキャストの可能性に関する研究
B355	鈴木	香寿恵(法政大理工)	CNN を用いた南極域における降雪時の雲パターン検出
B356	松岡	大祐(JAMSTEC)	深層畳み込みニューラルネットワークを用いた停滞前線の自 動抽出と精度検証
B357	雨宮	新 (理研計算科学)	機械学習によるモデルバイアス補正:Lorenz96 モデル実験
B358	澤田	洋平 (東大院工)	データ駆動型アプローチが加速する地球科学シミュレーションの不確実性定量化
B359	伊藤	純至(東大 AORI)	瞬時的な地表面フラックスを診断する接地境界層パラメタリ ゼーションの深層学習による検討

#### 座長: 筆保 弘徳 (横浜国立大)

B360	黒良	峻平(和歌山大)	ニューラルネットワークを用いた急発達台風予報
B361	比嘉 究科)	舞輝(琉大 理工学研	私たちは CNN に正しい答えを教えているのだろうか ~t-SNE による正解ラベルの妥当性の検証~
B362	大西	領(JAMSTEC)	超解像シミュレーションによる街区微気象のリアルタイム予 測 ~物理を学習させた深層・超解像器~
B363	杉山	大祐 (JAMSTEC)	深層学習によるカメラ画像からの気象情報の抽出
B364	堀田	大介 (気象研)	変分自己符号化器による前処理を通じた非ガウス観測のデー タ同化
B365	大滝	寿一 (横浜国大)	深層学習を用いた回転水槽実験の波数解析
B366	中川	友進(JAMSTEC)	大規模アンサンブル気候データの効率的な解析に向けたコン テンツベース検索システム

### C 会場

### 専門分科会3「雲・降水粒子研究の現状と発展」

### 座長: 橋本 明弘 (気象研究所)

C351	本吉 氷)	弘岐(防災科研・雪	長岡における地上での降雪結晶の連続観測
C352	山口	悟(防災科研・雪氷)	新雪の比表面積の測定
C353	石元	裕史 (気象研)	積雪マイクロ CT データを用いた降雪粒子のモデル化とレー ダー反射特性の計算
C354	更科	孟(富山大院・理工)	富山における積雪深増加時の気象場・降水粒子特性に関する 研究
C355	勝山	祐太(北大院理)	混合確率分布の粒径・落下速度分布への適用
C356	纐纈	丈晴(名大 ISEE)	2018 年 8 月 13 日に名古屋大学の X バンド偏波レーダーで観 測された東海地方の雷雲

#### 座長: 佐藤 陽祐(北海道大学理学研究院)

C357	勝俣	昌己	(JAMSTEC)	研究船「みらい」で観測された海洋上の雨滴粒径分布のモデ ル化の試みと、その降雨特性による差異
C358	清木	達也	(JAMSTEC)	GPM-DPR を用いた雹のレーダー散乱特性の抽出
C359	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 1)
C360	村上	正隆	(宇地研)	ダブルモーメント雲微物理パラメタリゼーションにおける CCN 活性化スキーム
C361	吉住	蓉子	(名大 ISEE)	簡易型吸湿性シーディングスキームを導入した雲解像モデル CReSS によるシーディング実験
C362	道端	拓朗	(九大応力研)	降水予報型 MIROC におけるエアロゾル・雲・降水相互作用 プロセスの誤差補償の緩和

### D 会場

### 専門分科会6「複数手法による大気中メタン動態の把握と予測」

#### 座長: 齋藤 尚子(千葉大)

D351 犬伏 和之(千葉大園芸) 土壌から大気へのメタンの発生メカニズム

 

 D352
 森本 真司(東北大・院理)
 南北両極域における大気中メタン濃度とその同位体比の変動

 D353
 遠嶋 康徳(環境計測研究セ ンター)
 「みらい」北極海航海の観測結果の解析: 東シベリア大陸棚(ESAS)からのメタン放出の検証

 D354
 林田 佐智子(奈良女大理)
 北インドにおけるメタン発生と輸送:衛星観測と地上観測か らの一考察

#### 座長: 羽島 知洋 (JAMSTEC)

D355	寺尾 有希夫 (国環研)	南アジアにおけるメタン排出の起源別推定のための大気中メ タン安定炭素同位体比観測
D356	Cheewaphongphan Penwadee (地域環境研究センター)	The 2019 Refinement emission estimation: CH <sub>4</sub> emission in Asia during last decades
D357	伊藤昭彦(国環研)	ボトムアップ手法による東アジア地域メタン収支評価
D358	梅澤 拓(国立環境研究所)	東アジアのメタン排出源のセクター別評価に向けて:波照間 ステーションで観測される高濃度メタンイベントに伴うメタ ンの安定炭素同位体比と炭化水素の変動
D359	Prabir Patra (JAMSTEC)	Regional budgets of 3 major greenhouse gases $-$ implications CH4 emissions for the Paris Agreement

#### 座長: 梅澤 拓(国環研)

D360	齋藤 尚子(千葉大環境リモ セン)	GOSAT メタン鉛直濃度分布データを用いたインド上空のメ タン季節変動の解析
D361	佐野 春香 (千葉大学)	MIROC4-ACTM により算出された東シベリア域のメタンカラ ム濃度の季節変動の再現性
D362	齊藤 誠(地球環境研究セン ター)	GOSAT 全球メタン吸収排出量プロダクト
D363	丹羽 洋介 (国環研)	全球 CH4 逆解析によるフラックス推定値の独立性評価
D364	羽島 知洋(環境変動予測研 究センター)	湿地メタン放出-気候フィードバック研究のための地球シス テムモデル開発

### A 会場

#### 降水システム I

座長: 諸田 雪江(国立研究開発法人情報通信研究機構/名古屋大学宇宙地球環境研究所)

A401	篠田	裕太 (九大院)	JPCZ に伴う日本海沿岸の降水持続性に与える長白山系の力 学効果
A402	荒木	健太郎 (気象研)	南岸低気圧による首都圏降雪時の降雪結晶の特性と環境場の 関係
A403	石坂 員)	雅昭(防災科研 客	北陸平野部の大雪時の降雪粒子の特徴と雲物理過程
A404	梅原	章仁(気象研)	Cバンド二重偏波レーダーを用いた降水粒子判別手法の開発 と評価
A405	林修	至(気象研)	二重偏波レーダーによる降水粒子判別結果と雷活動の関係
A406	諸田 ISEE)	雪江(NICT / 名大	フェーズドアレイ気象レーダーで観測された孤立積乱雲内の 降水コアと雷放電との時空間比較
A407	益子	渉 (気象研)	2015 年台風第 15 号の内部コア域の微細構造
A408	上田	有佑 (立正大・院)	日本における台風に伴う竜巻発生環境場の特徴について
A409	加藤	輝之(気象大)	2019 年5 月 26 日の北海道東部での高温の要因について

### B 会場

### 熱帯大気Ⅱ

### 座長: 馬場 雄也(海洋研究開発機構)

金田	幸恵(名大 ISEE)	日本東海上を北上する台風の将来変化予測実験
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環境場パター ンの将来変化
片山 所)	卓彦(東京海上研究	大規模アンサンブル実験結果を用いた台風季節予報の可能性 調査②
Tauval ISEE)	e Luteru(名大	Characteristics of Tropical Cyclones in the Southwest Pacific
新垣 台)	優治(高知地方気象	大西洋の海面水温が台風発生環境場に及ぼす影響
石山	尊浩(東大 AORI)	2018 年 7 月における北大西洋の SST が北西太平洋の台風発生 環境場に与える影響
藤原	圭太(九大院・理)	温低化に伴う Sandy(2012)の降水強化に及ぼすメキシコ湾流の 影響
柳瀬	亘 (気象研)	北西太平洋における亜熱帯低気圧の性質を持つ台風
馬場	雄也(JAMSTEC)	スペクトル型積雲対流スキームへの浅い対流クロージャの適 用
	金 筆 片所 Tauval ISEE 句	<ul> <li>金田 幸恵(名大ISEE)</li> <li>筆保 弘徳(横浜国大)</li> <li>片山 卓彦(東京海上研究所)</li> <li>Tauvale Luteru(名大ISEE)</li> <li>新垣 優治(高知地方気象台)</li> <li>石山 尊浩(東大AORI)</li> <li>藤原 圭太(九大院・理)</li> <li>柳瀬 亘(気象研)</li> <li>馬場 雄也(JAMSTEC)</li> </ul>

### C 会場

### 気候システムⅢ

### 座長: 横山 千恵 (東大大気海洋研)

C401	尾瀬	智昭 (気象研)	CMIP5 モデルの夏季東アジア現在気候再現性と降水量将来変化(その2)
C402	村田	昭彦(気象研)	地域気候モデルによる予測結果から得られた日降水量の統計 分布パラメーターの将来変化
C403	大沼	友貴彦(東大生研)	積雪ペースメーカー実験による気候への影響評価
C404	横山 研)	千恵(東大大気海洋	GPM DPR 観測と CMIP5 気候モデル予測の複合利用による初 夏日本付近の降水特性の将来変化推定:手法の妥当性につい て
C405	野沢	徹 (岡大院自然)	気温上昇にともなう極端降水量の増加傾向の地域特性
C406	谷田貝	更 亜紀代(弘前大)	中央アジアの降水量定量評価と CMIP5 Multi-model superensemble による温暖化時の変化予測
C407	釜堀	弘隆(AORI)	様々な時間スケールのアメダス降水量の長期変動
C408	水田	亮 (気象研)	極端降水将来変化の再現期間・時間スケールによる違い
C409	内山	常雄 (予報士会)	ClimatView 月統計値-北アメリカの月平均気温の調査

### D 会場

### 大気力学

### 座長: 水野 吉規 (気象研究所)

D401	田中	博(筑波大 CCS)	球面座標系における亜熱帯ジェットの地衡風調節(解析解)
D402	板野 洋)	稔久(防衛大・地球海	目のある浅水渦上の非軸対称擾乱の解析
D403	伊賀 研)	啓太(東大大気海洋	円筒容器内の回転円盤上の流れの上を伝播する波の共鳴
D404	水野	吉規 (気象研)	乱流境界層における大規模構造の運動量輸送への寄与の評価
D405	山崎	一哉(東大院理)	トランスバースラインの構造と成因の研究
D406	西憲	<b>豪敬(福岡大理)</b>	熱帯 ITCZ 中の大規模雲域の変形過程
D407	相木	秀則(名大宇地研)	熱帯太平洋の表層波動のライフサイクル解析:Level-0表式の 実装

### A 会場

### 降水システムⅡ

### 座長: 金田 幸恵(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

		太平洋地域の Atmospheric River と対流圏上層ジェットの蛇行
A451	金子  航(東大大気海洋研)	との関係
A452	辻 宏樹(東大大気海洋研)	2014 年 8 月広島豪雨の解析で示された Atmospheric river と切 離低気圧の相互作用に伴う降水強化の一般性
A453	二宮 洸三 (無所属)	1982 年7月に観測された梅雨・メイユ前線の雲・降水帯
A454	金田 幸恵(名大 ISEE)	水平解像度 2km の雲解像モデルによる 2019 年九州豪雨の再 現実験
A455	西井 章 (高知大院理)	平成 30 年 7 月豪雨期間中に高知で観測された線状降水帯の解 析
A456	閔 庚夕(名大 ISEE)	線状降水帯を構成する対流セルと降水量の関係性
A457	畔野 貴弘 (京大院理)	3 次元雲解像モデルによる放射対流平衡下における降水シス テムの自己組織化について
		座長: 大東 忠保(防災科学技術研究所)
		<u> 指料の電い」ば」な田いた百禾穂利電路法知期の宣時間八敏</u>

A458	大東	忠保	(防災科研)	複数の雲レーダーを用いた夏季積乱雲発達初期の高時間分解 能観測
A459	小林	隆久	(電中研)	GPM 搭載2周波レーダーを用いた対流性降水の融解層検出手法
A460	山地	萌果	(JAXA/EORC)	GPM/DPR で得られた全球規模での雨滴粒径と降水特性の関係
A461	松嶋	俊樹	(R-CCS)	超水滴法を用いた雄大積雲のラージ・エディ・シミュレーション
A462	郭威	攱鎮(N	MRI)	Droplet Size Distribution Activated and Grown from Hygroscopic Particles in CCNC
A463	田尻	拓也	(気象研)	内部混合したサブミクロン粒子の吸湿度と雲粒生成

### B 会場

### 熱帯大気皿

### 座長: 辻野 智紀(北海道大学)

B451	山口	宗彦	(気象研)	台風進路予報における予報円の作成手法の改善
B452	川端	康弘	(気象研)	台風進路予報における予報楕円
B453	中川	雅之	(気象研)	全球 7km 非静力学および 20km 静力学モデルによる台風進路 予測誤差の要因の調査
B454	山口	宗彦	(気象研)	T-PARCIIのドロップゾンデ観測と気象庁全球予測システムを 用いた台風 Trami(2018)を対象とする観測システム実験
B455	比嘉	未雅	(琉大院・理)	NHM を用いた台風 Chanthu(2016)の進路予報大外し事例の研究
B456	嶋田	宇大	(気象研)	台風第21号による記録的暴風と短時間強雨のメカニズム
B457	辻野	智紀	(台湾大)	雲解像モデルで再現された台風 Haiyan (2013) における渦位の混合と急発達
B458	塚田 学)	大河	(北大院環境科	ひまわり8号を用いた台風内部コア領域の非軸対称構造の定量化
B459	福田	航平	(富山大院)	大気追跡風を用いた台風の日周期の統計解析
B460	内木	詩歩	(富山大院)	ひまわり8号高頻度観測から同定した熱帯海上の雲システムの日周期
B461	藤井	駿人	(名大 ISEE)	Split window 法を用いた対流バーストの検出
B462	浜口	佑也	(AORI)	対流圏上層のトラフ前面における TD 型擾乱の発生過程
B463	中村	雄飛	(東大 AORI)	対流と結合した赤道 Kelvin 波・赤道 Rossby 波の構造と降水 特性の統計解析
B464	小寺	邦彦	(気象研全球)	赤道台風 Vamei に対する対流圏界面気温の役割

### C 会場

### 気候システムⅣ

### 座長: 今田 由紀子 (気象研究所)

C451	竹村	和人(京大院理)	夏季アジアジェットに沿った準定常ロスビー波束伝播と PJ パ ターンとの力学的関連性
C452	安永	数明(富山大学)	北陸における初冬季の降水量の増加と熱帯インド洋の降水
C453	今田	由紀子 (気象研)	熱帯不安定波が大気大循環に与える影響
C454	栗原	和夫(無所属)	エルニーニョ現象に関わる大気の4.5 年周期変動
C455	加藤 理科)	内藏進(岡大・教育・	歌から広がる学際的気候・文化理解教育とESD(日本やドイ ツ,北欧の季節サイクルと季節感を接点に)
C456	内田	裕太(東大 先端研)	d4PDF におけるシルクロードパターンの温暖化に伴う変調
C457	塩崎	公大(京大院理)	冬季極東域における寒暖に対応する El Niño 発達過程

#### 座長: 長谷川 聡 (東大 AORI)

C458	遠藤	洋和	(気象研)	高解像度 MRI-AGCM による日本付近の夏季降水量の将来変化と不確実性
C459	杉原 源)	直樹	(三重大院生物資	南極振動が駆動するソマリジェットが及ぼす南北両半球間の 遠隔影響
C460	浅野 境科学	早紀 :研究和	(筑波大学生命環 斗)	対流圏上層における亜熱帯高気圧の季節変化~夏と冬の形成 要因の差異~
C461	相澤	拓郎	(東大 AORI)	地球システムモデルを用いた 20 世紀における北極域の気温変 化と海氷変動
C462	長谷川	聡	(東大 AORI)	大気海洋結合が 2010 年 8 月猛暑の発生確率に与える影響
C463	山上	遥航	(東大 AORI)	大気海洋結合モデルにおける海洋高解像度化の西インドモン スーンへの影響
C464	門 大	貴(〕	東大先端研)	夏季北西太平洋大気循環における ENSO 駆動成分の抽出
# 大会第4日 〔10月31日(木)〕 13:45~17:15 口頭発表

D 会場

#### 惑星大気

#### 座長: 杉本 憲彦 (慶応大学法学部)

D451	山本	勝(九大応力研)	季節変化および紫外線加熱が金星大気大循環に及ぼす影響に ついて
D452	杉本	憲彦(慶大日吉物理)	金星探査機 Venus Express の風速データを用いた熱潮汐波への 同化インパクトの研究
D453	高木	征弘(京産大理)	大気大循環モデルを用いた金星雲分布の再現

#### 物質循環

#### 座長: 中島 英彰 (国立環境研究所)

D454	山口 小雪(奈良女大)	那覇で観測された対流圏オゾンの増大現象について
D455	荻野 慎也(JAMSTEC)	東南アジアにおける下部対流圏春季のオゾン増大現象:発生のメカニズムと3次元構造
D456	中島 英彰 (環境研)	陸別・昭和基地・つくばにおける CFCs/HCFCs の長期変動
D457	蔡 穎(千葉大 リモセン)	2011-2019 年における春季の越境汚染に対する日本のエアロ ゾル光学的厚さの応答に関する観測的研究
D458	竹村 俊彦(九大応力研)	発生領域別複素屈折率データを用いたダスト放射強制力の見 積もり
D459	Cheng ChiuTung (AORI)	Development of size-resolving aerosol microphysics scheme for use in NICAM-SPRINTARS
D460	五藤 大輔 (環境研)	全球高解像度エアロゾルシミュレーションを対象としたモデ ル解像度の影響評価
D461	山下 陽介(JAMSTEC)	化学輸送モデルと地上・船舶観測を用いた黒色炭素(BC)エ アロゾル濃度の季節変化、及び北極域への輸送の解析
D462	眞木 貴史 (気象研)	逆推計を用いた東アジアにおける BC 排出量推定
D463	石戸谷 重之 (産総研)	気象庁観測プラットフォームを用いた大気中酸素濃度の長 期・広域観測

# 大会第3日〔10月30日(水)〕11:45~12:45 ポスター・セッション

P301	松下 研)	拓樹(土木研・寒地土	降雪事例の発生頻度に関する簡易推定法について(2)
P302	王冨	<b>露莎(名大生農)</b>	内モンゴルにおけるリモートセンシングに基づく旱魃評価
P303	阿部	紫織(MCC)	流域単位の降雨予測による洪水予報精度向上とリードタイム確保 の可能性
P304	吉田	龍平(福島大理工)	過去の気候変動が世界の作物生産変動に与えた影響
P305	春木 人間)	優杏 (兵県大学院 環境	数値実験によるため池の気象緩和効果の定量的評価
P306	渡口	椋 (JMA)	粒子法を用いた雨量計捕捉率に関する研究
P307	石橋	勇人(九大総理工)	Aeolus 衛星・地上複合観測を用いた雲場と水平風速解析
P308	高野	雄紀 (東大大海研)	トゥルーカラー再現画像の色再現性に作成手法とセンサの違いが 与える影響の評価
P309	吉田	翔(筑波大院生命環境)	Ka バンドレーダを活用した積乱雲発達判定指標の検討
P310	玉川	一郎(岐阜大流域)	パラメトリックスピーカを用いた2軸回転する小型SODARの製作
P311	荒木	健太郎(気象研)	シチズンサイエンスのための気象アプリ「空ウォッチ」を活用した 降雪研究
P312	大塚	道子 (気象大)	地上設置型リモートセンシングデータとの比較によるひまわり 8 号データの特性
P313	妻鹿	友昭(首都大)	GSMaP に対するひまわり8号の大気追跡風の適用
P314	森厚	夏(桜美林大)	微小スケールの現象を捕捉するための気圧測定装置開発
P315	内田	大平 (首都大)	レーダネットワーク環境下における干渉波除去手法の提案
P316	及川	<b>栄治(九大応力研)</b>	EarthCARE 衛星の雲・エアロゾルプロダクトの開発と検証
P317	山本	雄平(千葉大 CEReS)	ひまわり8号地表面温度観測において雲の混入がもたらすノイズ・ 欠損の軽減
P318	平田	雅典 (岡大院自然科学)	氷 lh 内におけるホルムアルデヒドの拡散機構
P319	佐々オ	大 秀孝(気象研)	利根川流域における NHRCM の解像度による降水再現性の違いに ついて
P320	一柳	錦平 (熊大)	シベリア、ティクシにおける降水同位体比の変動
P321	高橋	洋(首都大)	関東地方における降雪イベントに黒潮流路が与える影響
P322	西森	基貴 (農研機構農環研)	経験的統計手法による日本域の気候ダウンスケーリングーバイアフォエシナリオトの比較一
P323	遠藤 研)	伸彦(農研機構・農環	長野県伊那谷中部における春季の低温イベントの NHRCM による 再現性と将来変化
P324	堀田 洋研9	陽香(東京大学大気海 昭所)	エアロゾル間接効果の全球雲解像水惑星実験
P325	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(続報)
P326	森井	洋(東大 AORI)	エルニーニョ後の北西太平洋における太平洋高気圧活動
P327	岡田	靖子(JAMSTEC)	大規模アンサンブルデータを用いた日本域の極端降水の将来変化
P328	中西 源)	友恵(三重大院生物資	サヘルの対流変動が駆動する北半球大気循環パターン
P329	飯田	瑞生(東北大・院・理)	北半球冬季大気場へのベーリング海海氷の影響
P330	村田	文絵 (高知大理工)	バングラデシュにおけるプレモンスーン降水をもたらす総観場

-34-

P331	横畠 徳太(国環研)	陸域統合モデル MIROC-INTEG による将来の水資源・食料・エネ ルギー・土地利用予測
P332	高橋 千陽(AORI)	日本の冬季極端天候に及ぼす MJO の影響
P333	鈴木 信康 (立正大・院)	DSJRA-55 データによる東海〜関東南岸域で発生する収束線の統計 解析及び年々変動について
P334	関 隆則(予報士会)	温室効果の模式図の理解を助ける実験教材
P335	小野耕介(気象研)	総観場の不確実性を反映したメソ特異ベクトルの計算
P336	寺崎 康児 (理研計算科学)	NICAM-LETKF システムを用いた平成 30 年 7 月豪雨再現性の解像 度依存性について
P337	瀬古 弘 (気象研)	特異値分解解析を利用した「全外し」を軽減するためのアンサンプ ル初期摂動作成法の開発(その1)
P338	青木 俊輔(京大院理)	衛星搭載レーダを用いた高緯度海岸域での降水特性の解析
P339	笠本 健士朗 (大阪大学)	数値気象モデルを用いた都市の夏季降水に対する影響評価 - 京阪神地域および大阪市に対する長期解析-
P340	中井 專人 (防災科研雪氷)	JPCZ に関係する近年の災害大雪事例
P341	南 孝太郎 (筑波大)	平成30年7月豪雨における水蒸気輸送と豪雨の関係
P342	北畠 尚子(気象大)	2018年2月5~6日の日本海側の大雪に対する対流圏中上層の総観 場の影響
P343	高橋 暢宏(名大 ISEE)	MP-PAWR とタイムラプスカメラによる降水コア落下の比較
P344	野口 萌(福岡大院理)	梅雨期の降水に対する下層の水蒸気フラックスの役割
P345	高見 和弥(鉄道総研)	偏波レーダを用いた融解層高度の判定と降雪の乾湿に関する検討
P346	吉野 純 (岐阜大工)	平成30年7月豪雨における長良川周辺住民の避難意識と防災情報利用に関する主成分分析
P347	篠原 瑞生(TMRI)	d4PDF(2 度上昇)を使用した将来気候下における荒川流域での洪水 リスクの確率論的評価
P348	末木 健太 (理研計算科学)	対流雲の大規模パラメータスイープ実験
P349	呉 品穎(京大理)	Convective-scale Sampling Error and Its Impact on the Ensemble Radar Data Assimilation System
P350	安田 智紀(日大院)	寿都における風速の予測手法の検討
P351	小野崎 大武(福島大院・理 工)	全球モデルアンサンブルによる日本の洋上風力資源の気候変動リ スク評価
P352	石崎紀子(国環研)	領域モデルにおける境界層スキームと ramp 現象の再現性
P353	小谷 亜由美(名古屋大農学)	東シベリア森林における陸面乾湿変動下の大気境界層の特徴
P354	坂崎 貴俊(京大院理)	ドローンを用いた大気境界層の時間発展の観測
P355	古田 充 (同志社大学)	福岡の高層気象観測データに見られる下層大気の長期変化
P356	高根 雄也(産総研)	空調の使用は都市の熱ストレスをどの程度悪化させるか?
P357	渡邊 貴典(首都大 都市環 境)	2018 年 7 月猛暑におけるフェーン現象発生時の関東平野の大気構造
P358	片野 陽登 (KUT)	水平スケールの小さい陸面が上空の風に与える影響の解析- DSJRA55を用いて-
P359	永尾 隆(東大 AORI)	GCOM-C/SGLI ノロタクトを用いたエアロンル・雲相互作用に関する初期的解析
P360	安間 碩成 (東北大院理)	黒潮続流とガルフストリーム上における大気のエネルギー収支の 季節変動の解析
P361	橋本 真喜子 (JAXA)	GOSAT-2/TANSO-CAI2 エアロゾル特性プロダクトと 導出アルゴ リズムを考慮した誤差解析と地上観測との比較

P362	中島	翼(九大院・理)	2016年4月12日に航空機が遭遇した低高度乱気流の発生メカニズ ムその2
P363	山崎	未紗(明治大学)	積雲の輪郭形状のフラクタル次元解析
P364	萩原 境)	美沙子(筑波大生命環	熱圏と対流圏を繋ぐ大気重力波の解析
P365	吉田	哲治(北大院理)	陸惑星における完全蒸発状態の発生に関する大気大循環モデル実 験
P366	高橋	直也 (東北大院理)	親潮に伴う海面水温前線の夏季北太平洋下層雲への影響
P367	和田	章義(気象研)	2018 年台風第 12 号(JONGDARI)の数値シミュレーション
P368	菅原	邦泰(北大院理)	気象庁 1 か月アンサンブル予報を用いた夏季北海道における低温 偏差の予測可能性
P369	辻 -	一晟(JMA)	中緯度に北上した台風の東側で発生・発達する低気圧に関する研究 -非断熱ロスビー波の仮定に基づく解析-
P370	鈴木	真一(防災科研)	渦位からみる夏季の日本付近における偏西風の蛇行の気候的特徴 について
P371	小山	朋子 (極地研)	秋季北極域において CMIP5 モデルで再現される地表付近の気温偏 差に対する中緯度の大気応答
P372	Dupuy	Eric (NIES)	Impact of hydrofluorocarbons on stratospheric ozone recovery
P373	秋吉	英治 (環境研)	500 アンサンブル実験による低中高緯度オゾン全量の ODS・GHG 濃度依存性
P374	趙寧	章(JAMSTEC)	How does the air-sea coupling frequency affect the convection during the MJO passage?
P375	鈴木	順子(JAMSTEC)	YMC-BSM 2018 期間中にコトタバンで観測された水蒸気・上層雲 変動
P376	那須野	予 智江(JAMSTEC)	YMC-Sumatra 2017 期間を対象とするモデル相互比較
P377	大芦	宏彰(東北大院理)	熱帯の対流雲に対するエアロゾルの影響の解析
P378	栗原	璃(筑波大学大学院)	X バンド偏波レーダーネットワークによる台風 Mindulle の微物理 構造の解析
P379	山城	来奈(名大 ISEE)	2018 年台風第 24 号の眼の壁雲内側領域における突風構造の解析
P380	佐井	彩乃(KUT)	月平均相対湿度から求めた絶対湿度の精度について
P381	松枝	秀和(気象研)	高精度メタン標準ガス較正装置
P382	米川	大地(Chiba-u)	2013-2018 年に千葉で観測された NO <sub>2</sub> 、VOC、対流圏オゾン濃度の トレンド
P383	吉田	幸生(国環研)	GOSAT-2 短波長赤外プロダクトの初期解析結果
P384	神谷	美里(奈良女子大)	地上光学観測による奈良盆地におけるエアロゾルの研究
P385	栗林	正俊 (長野環保研)	中部山岳域におけるカラマツ林のフェノロジー観測と陸域生態系 モデルへの導入
P386	高島	久洋(福岡大理)	地表大気ガス濃度の急減少: 大気ガス成分直接観測と 3-D コヒー レントドップラーライダーによる風観測
P387	武靖	青(乾地研)	Effect of dry-season vegetation on dust occurrence at Tsogt-Ovoo in the northern Gobi Desert
			インド北郊におけるレーザメタン計細測結果の解析
P388	白井	以美 (佘良女)	イントル市におりるレーサメゲン市戦側相本の府川
P388 P389	白井 武田	以美(佘良女) 真憲(東北大院 環境)	地上FTIR スペクトルから解析された HFC-23 の長期変動

# 大会第4日〔10月31日(木)〕11:45~12:45 ポスター・セッション

P401	中島	虹(首都大)	2019 年 5 月 4 日に東京都内で発生した短時間強雨時の降水量分布 と地上風系の関係
P402	高橋	暢宏(名大 ISEE)	XRAIN を用いた地形性降水の解析
P403	伊落	貴之(千葉工大院)	ひまわり8号の輝度温度情報とWBGTの関係
P404	早崎 所)	将光(日本自動車研究	PM2.5 高濃度イベント発生時の気象条件
P405	松本	紋子(ANAHD)	衛星搭載ドップラー風ライダーデータの同化による航空路の風の 予測への影響
P406	安藤	大貴(明大理工)	雲のステレオ観測による雲底高度および風速プロファイル計測手 法の開発
P407	永尾	隆(東大 AORI)	ひまわり8号の多時刻観測データを用いた地表面温度・地表面分光 放射率・水蒸気量の同時推定
P408	山口	博史(住友電設(株))	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 –
P409	押尾	晴樹(NIES)	GOSAT, GOSAT-2 の Proxy 法によるメタン濃度導出における CH <sub>4</sub> :CO <sub>2</sub> 比の検証
P410	中辻	菜穂(奈良女子大)	船舶観測データと衛星プロダクトによる雲量の研究
P411	末澤	卓(首都大院)	Neural Network を用いた偏波間位相差観測データスムージング手法の提案
P412	菊池	博史 (電通大)	気象用フェーズドアレイレーダに対するニューラルネットワーク を用いた適応型ビーム形成手法の検討
P413	中村	賢人(首都大)	x帯二重偏波気象用フェーズドアレイレーダを用いた粒子判別手法 の初期検討
P414	内田	柊平 (首都大)	二重偏波フェーズドアレイレーダにおける適応ビーム形成手法の 検討
P415	六車	光貴(RISH)	パラメトリックスピーカーを用いた低騒音型 RASS 用音源の開発
P416	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(2)
P417	北林	翔(首都大)	大規模火山噴火後の地表気温応答 -ENSO の位相による違い-
P418	加藤	大輔(TMRI)	d4PDF を使用したベトナム・Red River の流量極値に寄与する極端 降水をもたらす気象環境場の考察
P419	安藤 源)	雄太(三重大院生物資	日本の気温に影響を与える大気循環と周辺の海面水温の季節変化
P420	太田 源)	圭祐(三重大院生物資	2017/18 年冬季の異常な中高緯度大気循環に影響した異常なチャク チ海の海氷減少
P421	荒川	隆(RIST)	統合陸域モデル ILS の IO コンポーネント
P422	川瀬	宏明 (気象研)	1km 力学的ダウンスケーリングから見えた地球温暖化に伴い極端 化する中部山岳の降雪・積雪
P423	狩谷 環境₹	彩弥伽(筑波大学生命 科学研究科)	熱帯大西洋とアフリカ大陸が作り出す大気海洋結合波動
P424	福井	真(東北大院理)	日本域領域再解析システムによる台風の再現性
P425	中澤	哲夫 (気象研)	湿潤静的エネルギーからみた大気安定度の長期変化傾向
P426	藤原	周平 (TMU)	韓国の夏季における降水特性の長期変化
P427	杉野	伊吹(茨城大 理)	夏季の関東域の都市ヒートアイランド強度の気候変化予測
P428	阿部	学(JAMSTEC)	MIROC-ES2Lの Historical 実験における北半球積雪分布の変化傾向の再現性

P429	中村	皓大(富山大理)	南米西岸沖における層積雲の日周変動とその長期傾向
P430	米川	直志(茨城大理)	機械学習を含む複数の統計ダウンスケーリング手法による気温等 の推定精度比較
P431	谷内	浩平 (RUGS)	関東地方平野部における晴天日の日最高気温出現時刻の特徴
P432	柳澤	彩紀(弘前大)	Dry Intrusion の自動検出と出現特性
P433	山本	哲 (芙蓉日記の会)	野中到・千代子による 1895 (明治 28) 年富士山頂気象観測値の検 討
P434	河野	貴行 (防衛大)	霧による急激な視程変動の特徴
P435	長澤	亮二(気象研)	気象庁全球モデルの放射計算で利用する水雲有効半径の見直し
P436	Chen	Ying-Wen (東大 AORI)	JAXA スパコン (JSS2) を用いた NICAM-LETKF の予測システムの 高解像度化
P437	澤田	謙 (気象研)	スピンダウン問題と過飽和抑制
P438	岩下	久人 (明星電気)	2016年7月14日のダウンバースト実スケール
P439	山下	克也(防災科研・雪氷)	ディスドロメーターを用いた 2 高度での降雪粒子観測
P440	瀬口	貴文 (防大)	X バンドレーダーを用いた積乱雲と Jumping Cirrus の発達過程の観 測
P441	豊岡	大地(筑波大学大学院)	「平成30年7月豪雨」に関する後方流跡線解析
P442	深町	知宏 (気象大)	竜巻の発生数と地形との関係
P443	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
P444	白川	尚樹(千葉工大院)	マイクロ波放射計による可降水量と降雨到達速度の関係
P445	馬場	賢治(酪農環境)	冬季石狩平野における対流雲がもたらす地上気温と気圧の変化
P446	万田	敦昌 (三重大生物資源)	近年の東シナ海の温暖化傾向が平成 29 年 7 月九州北部豪雨へ及ぼ す影響
P447	Roh	Woosub (AORI)	An intercomparison of tropical clouds over the Western Pacific using DYAMOND data
P448	伊藤	典子 (琉球大学)	2019年梅雨期の沖縄地方における停滞性レインバンドの出現特性
P449	佐藤	陽祐(北大院理)	台風内の雷構造にエアロゾルが与える影響
P450	鈴木	賢士(山口大院)	降水粒子帯電電荷測定のための 400MHz 帯ラジオゾンデ搭載新型 センサー開発
P451	近藤	誠 (北大理)	SCALE を用いた混相雲を対象とした雲微物理スキームの感度実験
P452	橋本	明弘(気象研)	平成 30 年 7 月豪雨の雲・降水形成機構に関する数値実験
P453	野津	雅人(首都大)	冬季晴天弱風日における朝の下部境界層時間変化の UAV による観 測
P454	三浦	悠 (気象工学)	版川あらしの発達に谷筋の水平気圧傾度か及ばす影響(その2:谷 筋内の複数地点での観測結果)
P455	伊藤	純至(東大 AORI)	成田空港で強い南西風時に発生する水平ロール構造のラージ・エデ イ・シミュレーション
P456	神田	勲(JMC)	ドローンを用いた大阪市中心部における上空の気象観測
P457	吉田	聡(京大防災研白浜)	紀伊半島沖大気・海洋・海底貫通同時観測
P458	中村	祐輔 (立正大)	ドップラーライダー観測に基づく潮岬の大気境界層高度の日変化
P459	山内	晃(東大 AORI)	EarthCARE 衛星に向けた放射プロダクトの開発(その2)
P460	青木	輝夫 (極地研)	札幌における雲が積雪面上の熱収支に与える効果
P461	稲津	將 (北大院理)	モード分解方程式による大気ブロッキング成長の診断

-38-

P462	藤田 雅人	(京大理)	3次元のスペクトル法を用いた静水圧大気モデルの改良とセミイン プリシット法の適用
P463	三木 冬大	(京大理)	球面上の定常山岳波の伝播について
P464	松信 匠(第	筑波大学大学院)	ロスビー波の砕波実験による順圧 3 次元ノーマルモードエネルギ ースペクトルの形成過程に関する研究
P465	財前 祐二	(気象研)	UAE 上空のバックグラウンドエアロゾルの特徴
P466	菅野 湧貴	(名大 ISEE)	冬期の北米における寒気流出の経路と総観場の関係
P467	中川 清隆 科学)	(立正大・地球環境	我が国高層気象官署における対流圏界面高度および気温減率の年 変化の地域差
P468	相澤 拓郎	(東大大気海洋)	JRA55 と MRI-ESM2 における夏季の気圧パターンと北極海氷の関係
P469	平田 英隆 科学)	(立正大・地球環境	黒潮大蛇行はどのように温帯低気圧の経路を変化させるか?
P470	村崎 万代	(気象研)	NHRCM を用いた新タイムスライスダウンスケーリング
P471	渡辺 真吾	(JAMSTEC)	2015/2016年に生じた赤道成層圏準二年周期振動(QBO)崩壊イベント発生時の大気波動の振る舞いについて
P472	中村 東奈	(富士通 FIP)	オゾンを同化した化学気候モデルによる初期値を用いた南米春季 のオゾン予測の試み その2
P473	角 ゆかり	(東大院理)	成層圏突然昇温時の前線的な気温構造の形成メカニズム
P474	吉野 純(山	岐阜大工)	伊勢湾における可能最大高潮の直接ダウンスケーリング実験
P475	服部 美紀	(JAMSTEC)	<b>EFSO</b> を用いた <b>Pre-YMC2015,YMC2017</b> におけるラジオゾンデ観測 のインパクト評価
P476	児玉 真一	(AORI)	秋雨時期の台風による遠隔降水事例の研究
P477	進藤 愛可	(富山大)	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係
P477 P478	<ul><li>進藤 愛可</li><li>松崎 祐太</li><li>境)</li></ul>	(富山大) (首都大 都市環	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動
P477 P478 P479	<ul><li>進藤 愛可</li><li>松崎 祐太</li><li>境)</li><li>岩崎 杉紀</li></ul>	(富山大) (首都大 都市環 (防大)	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加
P477 P478 P479 P480	<ul> <li>進藤 愛可</li> <li>松崎 祐太</li> <li>境)</li> <li>岩崎 杉紀</li> <li>杉田 考史</li> </ul>	<ul><li>(富山大)</li><li>(首都大 都市環</li><li>(防大)</li><li>(NIES)</li></ul>	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定
P477 P478 P479 P480 P481	<ul> <li>進藤 愛可</li> <li>松崎 祐太</li> <li>岩崎 杉紀</li> <li>杉田 考史</li> <li>石戸谷 重ぶ</li> </ul>	<ul> <li>(富山大)</li> <li>(首都大都市環</li> <li>(防大)</li> <li>(NIES)</li> <li>之(産総研)</li> </ul>	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測
P477 P478 P479 P480 P481 P482	<ul> <li>進藤 愛可</li> <li>松崎 祐太</li> <li>岩崎 杉紀</li> <li>杉田 考史</li> <li>石戸谷 重ご</li> <li>原 圭一郎</li> </ul>	(富山大) (首都大 都市環 (防大) (NIES) 之(産総研) (福岡大・理)	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関係
P477 P478 P479 P480 P481 P482 P483	<ul> <li>進藤 愛可</li> <li>端崎 祐太</li> <li>岩崎 杉紀</li> <li>杉田 考史</li> <li>石戸谷 重ご</li> <li>原 圭一郎</li> <li>府乃</li> </ul>	<ul> <li>(富山大)</li> <li>(首都大 都市環</li> <li>(防大)</li> <li>(NIES)</li> <li>之(産総研)</li> <li>(福岡大・理)</li> <li>(KUT)</li> </ul>	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関 係 日本域における地表絶対水蒸気量の過去 100 年以上の長期トレン ドの解析
P477 P478 P479 P480 P481 P481 P482 P483 P484	<ul> <li>進藤 愛可</li> <li>端端</li> <li>岩崎</li> <li>杉田</li> <li>考史</li> <li>石戸谷</li> <li>重二</li> <li>原</li> <li>井</li> <li>彩乃</li> <li>(其)</li> </ul>	<ul> <li>(富山大)</li> <li>(首都大都市環</li> <li>(防大)</li> <li>(NIES)</li> <li>之(産総研)</li> <li>(福岡大・理)</li> <li>(KUT)</li> <li>(気象研)</li> </ul>	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関 係 日本域における地表絶対水蒸気量の過去 100 年以上の長期トレン ドの解析 気象庁観測所において観測された大気中ラドン濃度変動
P477 P478 P479 P480 P481 P482 P483 P483 P484 P485	<ul> <li>進松境</li> <li>岩 标</li> <li>樹 裕</li> <li>七 石</li> <li>元 石</li> <li>元 千</li> <li>元 千</li> <li>二 二 千</li> <li>二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二</li> <li>二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二</li></ul>	<ul> <li>(富山大)</li> <li>(首都大都市環</li> <li>(防大)</li> <li>(NIES)</li> <li>之(産総研)</li> <li>(福岡大・理)</li> <li>(KUT)</li> <li>(気象研)</li> <li>(産総研)</li> </ul>	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関 係 日本域における地表絶対水蒸気量の過去 100 年以上の長期トレン ドの解析 気象庁観測所において観測された大気中ラドン濃度変動 飛騨高山森林観測サイトにおける大気中温室効果気体濃度および CO2安定同位体比の長期観測
P477 P478 P479 P480 P481 P481 P482 P483 P484 P485 P486	進松境治 格 一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一	<ul> <li>(富山大)</li> <li>(首都大都市環</li> <li>(防大)</li> <li>(NIES)</li> <li>之(産総研)</li> <li>(福岡大・理)</li> <li>(KUT)</li> <li>(気象研)</li> <li>(産総研)</li> <li>気象庁環境気象)</li> </ul>	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関 係 日本域における地表絶対水蒸気量の過去 100 年以上の長期トレン ドの解析 気象庁観測所において観測された大気中ラドン濃度変動 飛騨高山森林観測サイトにおける大気中温室効果気体濃度および CO2安定同位体比の長期観測 気象庁「二酸化炭素分布情報」改善に向けた二酸化炭素輸送モデル の開発
P477 P478 P479 P480 P481 P481 P482 P483 P483 P484 P485 P486 P487	進松境岩 杉 石 原 佐 石 村 中赤 本 一 郎 乃 太 二 一 郎 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二	<ul> <li>(富山大)</li> <li>(首都大都市環</li> <li>(防大)</li> <li>(NIES)</li> <li>之(産総研)</li> <li>(福岡大・理)</li> <li>(KUT)</li> <li>(気象研)</li> <li>(重総研)</li> <li>気象庁環境気象)</li> <li>(東北大学 CAOS)</li> </ul>	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関 係 日本域における地表絶対水蒸気量の過去 100 年以上の長期トレン ドの解析 気象庁観測所において観測された大気中ラドン濃度変動 飛騨高山森林観測サイトにおける大気中温室効果気体濃度および CO <sub>2</sub> 安定同位体比の長期観測 気象庁「二酸化炭素分布情報」改善に向けた二酸化炭素輸送モデル の開発 レーザー分光法による大気中 N <sub>2</sub> O および CO 濃度連続観測システ ムの開発と南極・昭和基地における大気観測への応用
P477 P478 P479 P480 P481 P482 P483 P483 P484 P485 P486 P487 P488	<ul> <li>進 松境</li> <li>岩 彬</li> <li>端 祐</li> <li>村 裕</li> <li>ボ 希</li> <li>ボ 希</li> <li>ボ 希</li> <li>ボ 市</li> <li>ボ ボ</li> <li>ボ ボ<td><ul> <li>(富山大)</li> <li>(首都大都市環</li> <li>(防大)</li> <li>(NIES)</li> <li>之(産総研)</li> <li>(福岡大・理)</li> <li>(KUT)</li> <li>(気象研)</li> <li>(重総研)</li> <li>気象庁環境気象)</li> <li>(東北大学 CAOS)</li> <li>vantogtokh (ALRC)</li> </ul></td><td>局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関 係 日本域における地表絶対水蒸気量の過去 100 年以上の長期トレン ドの解析 気象庁観測所において観測された大気中ラドン濃度変動 飛騨高山森林観測サイトにおける大気中温室効果気体濃度および CO<sub>2</sub>安定同位体比の長期観測 気象庁「二酸化炭素分布情報」改善に向けた二酸化炭素輸送モデル の開発 レーザー分光法による大気中 N<sub>2</sub>O および CO 濃度連続観測システ ムの開発と南極・昭和基地における大気観測への応用</td></li></ul>	<ul> <li>(富山大)</li> <li>(首都大都市環</li> <li>(防大)</li> <li>(NIES)</li> <li>之(産総研)</li> <li>(福岡大・理)</li> <li>(KUT)</li> <li>(気象研)</li> <li>(重総研)</li> <li>気象庁環境気象)</li> <li>(東北大学 CAOS)</li> <li>vantogtokh (ALRC)</li> </ul>	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関 係 日本域における地表絶対水蒸気量の過去 100 年以上の長期トレン ドの解析 気象庁観測所において観測された大気中ラドン濃度変動 飛騨高山森林観測サイトにおける大気中温室効果気体濃度および CO <sub>2</sub> 安定同位体比の長期観測 気象庁「二酸化炭素分布情報」改善に向けた二酸化炭素輸送モデル の開発 レーザー分光法による大気中 N <sub>2</sub> O および CO 濃度連続観測システ ムの開発と南極・昭和基地における大気観測への応用
P477 P478 P479 P480 P481 P482 P483 P483 P484 P485 P486 P487 P488 P489	進	<ul> <li>(富山大)</li> <li>(首都大都市環</li> <li>(防大)</li> <li>(NIES)</li> <li>之(産総研)</li> <li>(福岡大・理)</li> <li>(KUT)</li> <li>(気象研)</li> <li>(産総研)</li> <li>気象庁環境気象)</li> <li>(東北大学 CAOS)</li> <li>wantogtokh (ALRC)</li> <li>吸大院理)</li> </ul>	局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動 ひまわり 8 号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プ ランクトンの増加 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推 定に向けた二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の 同時観測 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関係 日本域における地表絶対水蒸気量の過去 100 年以上の長期トレン ドの解析 気象庁観測所において観測された大気中ラドン濃度変動 飛騨高山森林観測サイトにおける大気中温室効果気体濃度および CO <sub>2</sub> 安定同位体比の長期観測 気象庁「二酸化炭素分布情報」改善に向けた二酸化炭素輸送モデル の開発 レーザー分光法による大気中 N <sub>2</sub> O および CO 濃度連続観測システ ムの開発と南極・昭和基地における大気観測への応用 Effect of stone on sand saltation at Tsogt-Ovoo in the northern Gobi Desert エアロゾル鉱物粒子への揮発性有機化合物の吸着・反応過程のその 場分光観測

# 講演者索引

< A >	
Abe Manabu(阿部 学)	P428
Abe Shiori(阿部 紫織)	P303
Abo Makoto(阿保 真)	D157
Adachi Toru(足立 透)	A356
Aiki Hidenori(相木 秀則)	D407
Aizawa Takuro(相澤 拓郎)	C461
Aizawa Takuro(相澤 拓郎)	P468
Akai Shogo(赤井 章吾)	P487
Akiyoshi Hideharu(秋吉 英治)	P373
Amemiya Arata(雨宮 新)	B357
Amma Michinari(安間 碩成)	P360
Ando Daiki(安藤 大貴)	P406
Ando Yuta(安藤 雄太)	P419
Aoki Shunsuke(青木 俊輔)	P338
Aoki Teruo(青木 輝夫)	B158
Aoki Teruo(青木 輝夫)	P460
Aonashi Kazumasa(青梨 和正)	C307
Arakaki Yuji(新垣 優治)	B405
Arakawa Takashi(荒川 隆)	P421
Araki Kentaro(荒木 健太郎)	A402
Araki Kentaro(荒木 健太郎)	P311
Asano Saki(浅野 早紀)	C460
< B >	
<b> Baba Kenji(馬場 賢治)</b>	P445
< B > Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也)	P445 B409
< B > Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘)	P445 B409 A457
< B > Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh	P445 B409 A457 P488
< B > Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh	P445 B409 A457 P488
< B > Baba Kenji (馬場 賢治) Baba Yuya (馬場 雄也) Banno Takahiro (畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh	P445 B409 A457 P488
< B > Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh < C > Cai Ying(蔡 穎)	P445 B409 A457 P488 D457
< B > Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh < C > Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee	P445 B409 A457 P488 D457 D356
< B > Baba Kenji (馬場 賢治) Baba Yuya (馬場 雄也) Banno Takahiro (畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh < C > Cai Ying (蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436
< B > Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh < C > Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459
< B > Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh < C > Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459
< B > Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh < C > Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung < D >	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459
<pre>&lt; B &gt; Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh &lt;&lt; C &gt; Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung &lt;&lt; D &gt; Damiani Alessandro</pre>	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459 D302
<pre>&lt; B &gt; Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh &lt;&lt; C &gt; Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung &lt;&lt; D &gt; Damiani Alessandro Dupuy Eric</pre>	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459 D459 D302 P372
< B > Baba Kenji (馬場 賢治) Baba Yuya (馬場 雄也) Banno Takahiro (畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh < C > Cai Ying (蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung < D > Damiani Alessandro Dupuy Eric	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459 D302 P372
< B > Baba Kenji (馬場 賢治) Baba Yuya (馬場 雄也) Banno Takahiro (畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh < C > Cai Ying (蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung < D > Damiani Alessandro Dupuy Eric < E >	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459 D302 P372
<pre>&lt; B &gt; Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh &lt;&lt; C &gt; Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung &lt;&lt; D &gt; Damiani Alessandro Dupuy Eric &lt;&lt; E &gt; Eguchi Yuzuru(江口 譲)</pre>	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459 D302 P372 A207
<pre>&lt; B &gt; Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh &lt;&lt; C &gt; Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung &lt;&lt; D &gt; Damiani Alessandro Dupuy Eric &lt;&lt; E &gt; Eguchi Yuzuru(江口 讓) Endo Hirokazu(遠藤 洋和)</pre>	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459 D302 P372 A207 C458
<pre>&lt; B &gt; Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh &lt;&lt; C &gt; Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung &lt;&lt; D &gt; Damiani Alessandro Dupuy Eric &lt;&lt; E &gt; Eguchi Yuzuru(江口 讓) Endo Hirokazu(遠藤 洋和) Endo Nobuhiko(遠藤 伸彦)</pre>	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459 D302 P372 A207 C458 P323
<pre>&lt; B &gt; Baba Kenji(馬場 賢治) Baba Yuya(馬場 雄也) Banno Takahiro(畔野 貴弘) Batjargal Buyantogtokh  Cai Ying(蔡 穎) Cheewaphongphan Penwadee Chen Yingwen Cheng Chiutung  Damiani Alessandro Dupuy Eric  Eguchi Yuzuru(江口 讓) Endo Hirokazu(遠藤 洋和) Endo Nobuhiko(遠藤 伸彦) Enomoto Takeshi(榎本 剛)</pre>	P445 B409 A457 P488 D457 D356 P436 D459 D302 P372 A207 C458 P323 A160

Fudeyasu Hironori(筆保 弘徳)	B402
Fujibe Fumiaki(藤部 文昭)	A206
Fujibe Fumiaki(藤部 文昭)	D305
Fujii Hayato(藤井 駿人)	B461
Fujita Masato(藤田 雅人)	P462
Fujita Tadashi(藤田 匡)	A152
Fujita Tadashi(藤田 匡)	A153
Fujiwara Keita(藤原 圭太)	B407
Fujiwara Shuhei(藤原 周平)	P426
Fukamachi Tomohiro(深町 知宏)	P442
Fukuda Kohei(福田 航平)	B459
Fukui Shin(福井 真)	P424
Fukutomi Yoshiki(福富 慶樹)	D203
Furuta Mitsuru(古田 充)	P355
< G $>$	
Geng Biao(耿 驃)	D207
Goto Daisuke(五藤 大輔)	D460
< H >	
Hagihara Yuichiro(萩原 雄一朗)	C304
Hagiwara Misako(萩原 美沙子)	P364
Hajima Tomohiro(羽島 知洋)	D364
Hamaguchi Yuya(浜口 佑也)	B462
Hara Keiichiro(原 圭一郎)	P482
Harada Yayoi(原田 やよい)	C154
Haraguchi Taiki(原口 大輝)	B354
Haruki Ukyo(春木 優杏)	P305
Hasegawa Akira(長谷川 聡)	C462
Hashimoto Akihiro(橋本 明弘)	P452
Hashimoto Akio(橋本 昭雄)	A202
Hashimoto Makiko(橋本 真喜子)	P361
Hattori Miki(服部 美紀)	P475
Hayasaki Masamitsu (早崎 将光)	P404
Hayashi Masahiro(林 昌宏)	D163
Hayashi Syugo(林 修吾)	A405
Hayashida Sachiko(林田 佐智子)	D354
Henderson Jennifer	A204
Higa Maiki(比嘉 舞輝)	B361
Higa Miyabi(比嘉 未雅)	B455
Hirano Soichiro(平野 創一朗)	C158
Hirasawa Naohiko(平沢 尚彦)	C207
Hirata Hidetaka(平田 英隆)	P469
Hirata Masanori(平田 雅典)	P318
Hirockawa Yasutaka (廣川 康隆)	A360
Hirose Hitoshi(広瀬 民志)	B353
Honda Meiji(本田 明治)	C201

Н	Iori Masahiro(堀 雅裕)	B151
Н	Iorie Hiroaki(堀江 宏昭)	P416
Н	Iosaka Masahiro(保坂 征宏)	B162
Н	Ioshi Kazuhira(星 一平)	C152
Н	Ioshino Shunsuke(星野 俊介)	A355
Н	Iotta Daisuke(堀田 大介)	B364
Н	Iotta Haruka(堀田 陽香)	P324
<		5220
10	cniyanagi Kimpei(一柳 靖平)	P320
18	ga Keita (伊賀 啓太)	D403
Ii	da Mizuki (飯田 瑞生)	P329
Iı	mada Yukiko(今田 由紀子)	C453
Iı	natsu Masaru(稲津 將)	P461
Iı	nubushi Kazuyuki (犬伏 和之)	D351
Ic	ochi Takayuki(伊落 貴之)	P403
Iı	rie Kenta(入江 健太)	C205
Is	shibashi Hayato(石橋 勇人)	P307
Is	shibashi Toshiyuki(石橋 俊之)	A154
Is	shidoya Shigeyuki(石戸谷 重之)	D463
Is	shidoya Shigeyuki(石戸谷 重之)	P481
Is	shijima Kentaro(石島 健太郎)	P484
Is	shimoto Hiroshi (石元 裕史)	C353
Is	shiyama Takahiro(石山 尊浩)	B406
Is	shizaka Masaaki(石坂 雅昭)	A403
Is	shizaki Noriko(石崎 紀子)	P352
It	tahashi Synichi(板橋 秀一)	D303
It	ano Toshihisa(板野 稔久)	D402
It	to Akihiko (伊藤 昭彦)	D357
10		D357
10		D339
II T	o Junsm (伊藤 純主)	P455
11	to Noriko(伊藤 央士)	P448
It -	to Tadash1(伊藤 忠)	B303
I	wabuchi Hironobu( 宕)	D161
I	wai Hironori(岩井 宏徳)	C303
Iv	wasaki Suginori(岩崎 杉紀)	P479
I	washita Hisato(岩下 久人)	A208
Iv	washita Hisato(岩下 久人)	P438
<	< K >	
K	Kado Daiki(門 大貴)	C464
K	Kadokura Shinji(門倉 真二)	A163
K	(amahori Hirotaka(釜堀 弘隆)	C407
К	Camiya Misato(神谷 美里)	P384
K	(anada Sachie(金田 幸恵)	A454
K	(anada Sachie(金田 幸恵)	B401

P456

Kanda Isao(神田 勲)

Kaneko Wataru(金子 航)	A451
Kanemaru Kaya(金丸 佳矢)	A353
Kanno Yuki(菅野 湧貴)	P466
Kariya Sayaka(狩谷 紗弥伽)	P423
Kasamoto Kenshiro(笠本 健士朗)	P339
Kashimura Hiroki (樫村 博基)	C155
Kasuga Satoru(春日 悟)	C206
Katano Youto(片野 陽登)	P358
Katayama Takuhiko(片山 卓彦)	B403
Kato Daisuke(加藤 大輔)	P418
Kato Kuranoshin(加藤 内藏進)	B205
Kato Kuranoshin(加藤 内藏進)	C455
Kato Ryohei(加藤 亮平)	A359
Kato Teruyuki(加藤 輝之)	A409
Katsumata Masaki(勝侯 昌己)	C357
Katsuyama Yuta (勝山 祐太)	C355
Kawabata Yasuhiro(川端 康弘)	B452
Kawai Hideaki(川合 秀明)	B153
Kawamoto Kazuaki(河本 和明)	B160
Kawamura Seiji(川村 誠治)	A352
Kawase Hiroaki(川瀬 宏明)	P422
Kikuchi Hiroshi (菊池 博史)	P412
Kikuchi Ryota (菊地 亮太)	A157
Kishita Naoki(木下 直樹)	P443
Kitabatake Naoko(北畠 尚子)	P342
Kitabayashi Sho(北林 翔)	P417
Kitamura Yuji(北村 祐二)	D158
Kobayashi Chiaki(小林 ちあき)	A158
Kobayashi Fumiaki(小林 文明)	A201
Kobayashi Takahisa(小林 隆久)	A459
Kodama Chihiro(小玉 知央)	B161
Kodama Shinichi(児玉 真一)	P476
Kodera Kunihiko(小寺 邦彦)	B464
Kohma Masashi(高麗 正史)	C160
Kondo Keiichi(近藤 圭一)	A151
Kondo Makoto(近藤 誠)	P451
Koshin Dai(小新 大)	C164
Koshiro Tsuyoshi(神代 岡)	B163
Kotani Ayumi(小谷 亜由美)	P353
Kotsuki Shunji(小槻 峻司)	A155
Kotsuki Shunji(小槻 峻司)	A156
Kouketsu Takeharu(纐纈 丈晴)	C356
Kouno Takayuki(河野 貴行)	P434
Koyama Tomoko(小山 朋子)	P371
Kudo Rei(工藤 玲)	D162
Kuma Kenichi(隈健一)	B203
Kuo Weichen(郭 威鎮)	A462
Kuribayashi Masatoshi (栗林 正俊)	P385
Kurihara Aki(栗原 璃)	P378

Kurihara Kazuo(栗原 和夫)	C454
Kurora Syunpei(黒良 峻平)	B360
Kuwana Yusuke(桑名 佑典)	B210
< L >	
Liu Guangyu(劉 光宇)	C159
< M $>$	
Maki Takashi(眞木 貴史)	D462
Manda Atsuyoshi(万田 敦昌)	P446
Mashiko Wataru(益子 涉)	A407
Matsueda Hidekazu(松枝 秀和)	P381
Matsumoto Ayako(松本 紋子)	P405
Matsumoto Kengo(松本 健吾)	B208
Matsunobu Takumi(松信 匠)	P464
Matsuoka Daisuke(松岡 大祐)	B356
Matsushima Toshiki(松嶋 俊樹)	A461
Matsushita Hiroki(松下 拓樹)	P301
Matsushita Yuki(松下 優樹)	C157
Matsuyama Yuya(松山 裕矢)	C156
Matsuzaki Yuta(松崎 祐太)	P478
Mega Tomoaki(妻鹿 友昭)	P313
Michibata Takuro(道端 拓朗)	C362
Miki Touta(三木 冬大)	P463
Min Kyeongseok(閔 庚夕)	A456
Minami Kotaro(南 孝太郎)	P341
Minda Haruya(民田 晴也)	C308
Miura Haruka(三浦 悠)	P454
Miyajima Akiko(宮島 亜希子)	B305
Miyake Chihiro(三宅 千尋)	B209
Miyoshi Takemasa(三好 建正)	B351
Mizuno Yoshinori(水野 吉規)	D404
Mizuta Ryo(水田 亮)	C408
Mommae Yukiko(門前 由喜子)	C202
Momoi Masahiro(桃井 裕広)	D164
Mori Atsushi(森厚)	P314
Mori Shuichi(森修一)	D206
Morii Hiroshi(森井 洋)	P326
Morimoto Kaori(森本 芳)	P489
Morimoto Shinji(森本 真司)	D352
Moroda Yukie(諸田 雪江)	A406
Moteki Qoosaku(茂木 耕作)	D210
Motoyoshi Hiroki(本吉 弘岐)	C351
Muguruma Koki(六車 光貴)	P415
Murakami Hideyo(村上 英世)	D307
Murakami Masataka(村上 正隆)	C360
Murata Akihiko(村田 昭彦)	C402
Murata Fumie(村田 文絵)	P330
Murayama Shohei(村山 昌平)	P485

Murazaki Kazuyo(村崎 万代)	P470
< N >	
Nagao Takashi(永尾 隆)	P359
Nagao Takashi(永尾 隆)	P407
Nagasawa Rvoji(長澤 亮二)	P435
Naiki Shiho(内木 詩歩)	B460
Nakagawa Kivotaka(中川 清降)	P467
Nakagawa Masayuki(中川 雅之)	B453
Nakagawa Yujin(中川 友進)	B366
Nakai Sento(中井 専人)	P340
Nakajima Hideaki(中島 英彰)	D456
Nakajima Ko(中島 虹)	P401
Nakajima Takashi(中島 孝)	C306
Nakajima Tsubasa(中島 翼)	P362
Nakamura Haruna(中村 東奈)	P472
Nakamura Kento(中村 賢人)	P413
Nakamura Kodai (中村 皓大)	P429
Nakamura Takashi(中村 貴)	P486
Nakamura Yuhi(中村 雄飛)	B463
Nakamura Yusuke(中村 祐輔)	P458
Nakanishi Tomoe(中西 友恵)	P328
Nakata Kiyoshi(中田 潔)	D151
Nakatsuji Naho(中辻 菜穂)	P410
Nakayama Hideaki(中山 秀晃)	B301
Nakayama Morio(中山 盛雄)	C210
Nakazawa Tetsuo(中澤 哲夫)	P425
Naoe Hiroaki(直江 寛明)	C153
Nasuno Tomoe(那須野 智江)	P376
Ninomiya Kozo(二宮 洸三)	A453
Nishi Noriyuki(西 憲敬)	D406
Nishii Akira(西井 章)	A455
Nishii Kazuaki(西井 和晃)	B204
Nishimori Motoki(西森 基貴)	P322
Nishizawa Keiichi(西澤 慶一)	P325
Niwa Yosuke(丹羽 洋介)	D363
Niwano Masashi(庭野 匡思)	C209
Noda Minoru(野田 稔)	A203
Nodzu Masato(野津 雅人)	C302
Nodzu Masato(野津 雅人)	P453
Noguchi Megumi (野口 萌)	P344
Noguchi Shunsuke(野口 峻佑)	C163
0	

#### < O >

Ogino Shinya(荻野 慎也)	D455
Ohashi Yukitaka(大橋 唯太)	D304
Ohgaito Rumi (大垣内 るみ)	B157
Ohigashi Tadayasu(大東 忠保)	A458

Ohno Yuichi(大野 裕一)	C305	Seiki Ayako(清木 亜矢子)	D202	Takahashi Nobuhiro(高橋 暢宏)	P402
Ohta Yoshiji(太田 佳似)	B304	Seiki Tatsuya(清木 達也)	C358	Takami Kazuya(高見 和弥)	P345
Ohta Yoshiji (太田 佳似)	D301	Seino Naoko(清野 直子)	A361	Takane Yuya(高根 雄也)	P356
Ohtake Hideaki (大竹 秀明)	B306	Seki Takanori(関 隆則)	P334	Takano Yuki(高野 雄紀)	P308
Oikawa Eiji(及川 栄治)	P316	Seko Hiromu (瀬古 弘)	P337	Takashima Hisahiro(高島 久洋)	P386
Okada Yasuko(岡田 靖子)	P327	Shibata Yasukuni(柴田 泰邦)	P390	Takeda Masanori(武田 真憲)	P389
Okugawa Ryosuke(奥川 椋介)	D209	Shigeta Yoshinori(重田 祥範)	C301	Takemi Tetsuya(竹見 哲也)	D159
Okui Haruka(奥井 晴香)	C162	Shigeta Yoshinori(重田 祥範)	D154	Takemura Kazuto(竹村 和人)	C451
Onishi Ryo(大西 領)	B362	Shimada Udai(嶋田 宇大)	B456	Takemura Toshihiko(竹村 俊彦)	D458
Ono Kosuke(小野 耕介)	A159	Shindo Aika(進藤 愛可)	P477	Tamagawa Ichiro(玉川 一郎)	P310
Ono Kosuke(小野 耕介)	P335	Shindo Eiki(新藤 永樹)	B159	Tamura Kenta(田村 健太)	B201
Onozaki Hiromu(小野崎 大武)	P351	Shinoda Yuta(篠田 裕太)	A401	Tanaka Hiroshi(田中 博)	D401
Onuma Yukihiko(大沼 友貴彦)	C403	Shinohara Mizuki(篠原 瑞生)	P347	Tanaka Taichu(田中 泰宙)	P490
Ooashi Hiroaki(大芦 宏彰)	P377	Shiogama Hideo(塩竈 秀夫)	B156	Taniuchi Kouhei(谷内 浩平)	P431
Orikasa Narihiro(折笠 成宏)	C359	Shiozaki Masahiro(塩崎 公大)	C457	Tanji Seika(丹治 星河)	D160
Ose Tomoaki(尾瀬 智昭)	C401	Shirai Kumi(白井 玖実)	P388	Tatara Hideyo(多々良 秀世)	B302
Oshio Haruki(押尾 晴樹)	P409	Shirakawa Naoki(白川 尚樹)	P444	Tauvale Luteru	B404
Ota Keisuke(太田 圭祐)	P420	Shoji Yoshinori(小司 禎教)	A351	Terai Kunihisa(寺井 邦久)	B307
Otaki Toshikazu(大滝 寿一)	B365	Shoji Yoshinori(小司 禎教)	A363	Terao Yukio(寺尾 有希夫)	D355
Otsuka Michiko(大塚 道子)	P312	Sueki Kenta(末木 健太)	P348	Terasaki Koji(寺崎 康児)	P336
Otsuka Shigenori(大塚 成徳)	B352	Suematsu Tamaki(末松 環)	D201	Tobo Yutaka(當房 豊)	B155
		Suezawa Taku(末澤 卓)	P411	Tochimoto Eigo(栃本 英伍)	C204
< P >		Sugawara Hirofumi(菅原 広史)	D153	Toguchi Ryo(渡口 椋)	P306
Prabir Patra	D359	Sugawara Kuniyasu(菅原 邦泰)	P368	Tohjima Yasunori(遠嶋 康徳)	D353
		Sugihara Naoki(杉原 直樹)	C459	Toyooka Daichi(豊岡 大地)	P441
< R >		Sugimoto Norihiko(杉本 憲彦)	D452	Tsuji Hiroki(辻 宏樹)	A452
Roh Woosub	P447	Sugino Ibuki(杉野 伊吹)	P427	Tsuji Kazuaki (辻 一晟)	P369
		Sugita Takafumi (杉田 考史)	P480	Tsujino Satoki( <b>辻野</b> 智紀)	B457
< S >		Sugiyama Daisuke(杉山 大祐)	B363	Tsukada Taiga(塚田 大河)	B458
Sai Ayano(佐井 彩乃)	P380	Sumi Yukari (角 ゆかり)	P473	Tsukijihara Takumi(築地原 匠)	C203
Sai Ayano(佐井 彩乃)	P483	Suzuki Junko(鈴木 順子)	P375		
Saito Kazuo(斉藤 和雄)	D205	Suzuki Kazue(鈴木 香寿恵)	B355	< U >	
Saito Makoto(齊藤 誠)	D362	Suzuki Kazuyoshi(鈴木 和良)	B152	Uchida Shuhei(内田 柊平)	P414
Saitoh Naoko(齋藤 尚子)	D360	Suzuki Kenji(鈴木 賢士)	P450	Uchida Taihei(内田 大平)	P315
Sakai Tetsu(酒井 哲)	A357	Suzuki Kento(鈴木 健斗)	A161	Uchida Yuta (内田 裕太)	C456
Sakazaki Takatoshi(坂崎 貴俊)	P354	Suzuki Nobuyasu(鈴木 信康)	P333	Uchiyama Tsuneo(内山 常雄)	C409
Sano Haruka(佐野 春香)	D361	Suzuki Shinichi(鈴木 真一)	A205	Ueda Yusuke(上田 有佑)	A408
Sarashina Hajime(更科 孟)	C354	Suzuki Shinichi(鈴木 真一)	P370	Umehara Akihito(梅原 章仁)	A404
Sasaki Hidetaka(佐々木 秀孝)	P319			Umezawa Taku(梅澤 拓)	D358
Sassa Koji(佐々 浩司)	A209	< T >		Uno Fumichika(宇野 史睦)	A164
Sato Eiichi(佐藤 英一)	A354	Tachibana Yoshihiro(立花 義裕)	C208	Ushiyama Tomoki(牛山 朋來)	A362
Sato Kaoru(佐藤 薫)	C161	Tada Yoshitaka(多田 楽空)	D155		
Sato Masaki(佐藤 真樹)	D152	Tajiri Takuya(田尻 拓也)	A463	< W >	
Sato Naoki(佐藤 尚毅)	B164	Takabatake Daichi(高畠 大地)	B206	Wada Akiyoshi(和田 章義)	P367
Sato Yousuke(佐藤 陽祐)	P449	Takagi Masahiro(高木 征弘)	D453	Wakazuki Yasutaka(若月 泰孝)	B207
Satoh Shinsuke(佐藤 晋介)	C309	Takahashi Chiharu(高橋 千陽)	P332	Wang Lusha(王 露莎)	P302
Sawada Ken(澤田 謙)	P437	Takahashi Hiroshi(高橋 洋)	P321	Watanabe Shingo(渡辺 真吾)	P471
Sawada Yohei (澤田 洋平)	B358	Takahashi Naoya(高橋 直也)	P366	Watanabe Shunichi(渡邉 俊一)	B202
Seguchi Takafumi(瀬口 貴文)	P440	Takahashi Nobuhiro(高橋 暢宏)	P343	Watanabe Takanori(渡邊 貴典)	P357

Watanabe Takeshi(渡邊 武志)
Wu Jing(武 靖)
Wu Peiming(伍 培明)
Wu Pinying(呉 品穎)

< Y >	P387
Yamagami Yoko(山上 遥航)	C463
Yamaguchi Hiroshi (山口 博史)	P408
Yamaguchi Kodai(山口 航大)	D165
Yamaguchi Koyuki (山口 小雪)	D454
Yamaguchi Munehiko(山口 宗彦)	B451
Yamaguchi Munehiko(山口 宗彦)	B454
Yamaguchi Satoru (山口 悟)	C352
Yamaji Moeka(山地 萌果)	A460
Yamamoto Akira(山本 哲)	P433
Yamamoto Haruhiko(山本 晴彦)	D306
Yamamoto Masaru(山本 勝)	D451
Yamamoto Yuhei(山本 雄平)	P317
Yamashiro Rana(山城 来奈)	P379
Yamashita Katsuya(山下 克也)	P439
Yamashita Yousuke(山下 陽介)	D461
Yamauchi Akira(山内 晃)	P459
Yamazaki Kazuya (山崎 一哉)	D405
Yamazaki Koji(山崎 孝治)	C151
Yamazaki Misa(山崎 未紗)	P363
Yanagisawa Saki(柳澤 彩紀)	P432
Yanase Wataru(柳瀬 亘)	B408
Yano Yudai(矢野 雄大)	D156
Yasuda Tomonori(安田 智紀)	P350
Yasunaga Kazuaki(安永 数明)	C452
Yatagai Akiyo(谷田貝 亜紀代)	C406
Yokohata Tokuta (横畠 徳太)	P331
Yokoi Satoru(横井 覚)	D208
Yokoyama Chie(横山 千恵)	C404
Yonekawa Daichi(米川 大地)	P382
Yonekawa Naoyuki(米川 直志)	P430
Yoshida Akira(吉田 聡)	P457
Yoshida Ryuhei(吉田 龍平)	P304
Yoshida Satoru(吉田 智)	A358
Yoshida Sho(吉田 翔)	P309
Yoshida Tetsuji(吉田 哲治)	P365
Yoshida Yukio(吉田 幸生)	P383
Yoshino Jun(吉野 純)	P346
Yoshino Jun(吉野 純)	P474
Yoshizumi Youko(吉住 蓉子)	C361
Yukimoto Seiji(行本 誠史)	B154

#### < Z >

Zaizen Yuji(財前 祐二)

P465

Zhao Ning(趙 寧)

A162 P387 D204 P349 P374

# 大会第1日

### 背景誤差の非ガウス分布を考慮したアンサンブル同化手法

\*近藤圭一 (気象研究所)、三好建正(理研 計算科学)

#### 1. はじめに

数値天気予報におけるアンサンブルカルマン フィルタ(EnKF)では、二次の統計モーメント までを扱った最小分散推定を行う。この結果は、 誤差分布がガウス分布であるときに最尤推定と 一致する。Kondo and Miyoshi (2019, NPG)は 10240メンバーからなるアンサンブルデータ同化 実験の結果を用いることで、大気における背景誤 差の確率分布を詳しく検証した。その結果、背景 誤差は多くの格子点でガウス分布であるものの、 非線形性が強い熱帯やストームトラックでは非 ガウス性が強くなり、そのような場所では EnKF の解析誤差が大きくなる傾向があることを示し た。

本研究では、従来のアンサンブルデータ同化手 法に非ガウス分布を考慮できる粒子フィルタ (PF)を組み合わせ、強非線形システムにおける データ同化の精度向上を図ることを目的とする。

#### 2. 手法

PF は一般的に膨大なアンサンブル数(粒子数) を必要とするため、自由度の大きい大気モデルへ そのまま適用することは困難であり、Penny and Miyoshi (2016), Poterjoy (2016), Potthast et al. (2018)のように工夫が必要である。

近藤・三好(2018,秋季大会)は予報誤差の非 ガウス性の強い格子点に限り PF を導入すること で、少ないアンサンブル数で効果的に動作するPF の実装法を検討した。一方、観測空間での予報誤 差分布を評価し、ガウス分布と見なせる観測につ いてのみ EnKF を適用し、残りの観測については PF を適用する新たな同化手法が考えられる。こ の際、観測を EnKF で同化するものと PF で同化 するものの2つに分割し、前者を EnKF で同化し た後、後者を PF で同化する 2 段階のデータ同化 を行う。非ガウス性の評価には、KL divergence (KLD; Kullback and Leibler 1951) を用いる。 KLD は少ないアンサンブル数ではサンプル誤差 により評価が困難である。そこで、Kondo and Miyoshi (2019) が使用した 10240 メンバーのデ ータ同化実験の結果を用いて、少ないアンサンブ ル数における KLD のサンプル誤差を統計的に推 定する。これにより、少ないアンサンブル数で KLD による非ガウス判定を行う。 具体的には、ア ンサンブル数 80 のときのサンプル誤差を推定す る場合には、10240 メンバー及びサブサンプルで ある 80 メンバーから計算した KLD の差分 (dKLD =  $|KLD_{10240}-KLD_{80}|$ )を計算する。全格子 点全変数での dKLD の 95 パーセンタイルとなる 値を 80 メンバーにおける KLD のサンプル誤差 とし、この値を超えた場合に非ガウス分布と判定 する。KLD<sub>10240</sub> のサンプル誤差は極めて小さいと 見なせるため、dKLD は少ないアンサンブル数に おけるサンプル誤差を表していると言える。

#### 3. 実験設定

本研究では、低解像度の全球大気モデル SPEEDY (T30/L7, Molteni 2003) に LETKF (Hunt et al. 2007)を適用した SPEEDY-LETKF システム (Miyoshi 2005)をベースとして使用す る。アンサンブル数は 80 で、ラジオゾンデを模 した観測を6時間毎に同化する観測システムシミ ュレーション実験 OSSEを行った。実験期間は1 年1ヶ月である。また、より現実的な状況を想定 し、SPEEDY の対流パラメタリゼーション、拡散 等の係数を変更した不完全モデル実験を行う。PF を導入した実験を"Hybrid"として、LETKF によ る結果と比較する。

#### 4. 結果

-45-

図 1 は、モデル 1 層目における比湿の解析 RMSE の時系列である。Hybrid 実験は水蒸気場 を中心に解析誤差を4%程度低減させ、PF 導入に よる効果が確認できる。そのほか、水平風は LETKF と同程度、気温は解析誤差を1%程度低減 させている。これは、近藤・三好(2018,秋季大 会)の手法と比較し同程度の性能であるが、アン サンブル数を変えた実験や非線形の観測演算子 を導入した実験等も含め詳細に検証する必要が ある。今大会発表時には、最新の結果を発表する 予定である。





 変分法によるレーダーデータ同化高度化の検討
 \*藤田匡<sup>1</sup>,瀬古弘<sup>1</sup>,川畑拓矢<sup>1</sup>,澤田謙<sup>1</sup>,堀田大介<sup>1</sup>, 幾田泰酵<sup>2</sup>,國井勝<sup>2</sup>,塚本暢<sup>2</sup>,秋元銀河<sup>2</sup>
 1 気象研究所気象観測研究部第四研究室、2 気象庁予報部数値予報課

#### 1. はじめに

近年の観測データの高頻度高密度化により、大気の 詳細な情報を持つ膨大な観測データがリアルタイムに 得られるようになってきている。一方、観測誤差相関 の扱いをはじめ、高頻度高密度観測のデータ同化での 活用法は十分確立されておらず、数値予報における利 用は大量のデータのうちのごく一部に限られている。 本稿では、高頻度高密度観測データの同化手法の高度 化に向けて、気象レーダーのドップラー速度について 行った調査を報告する。本調査には気象庁現業メソ解 析 JNoVA[1]に基づく 4D-Var 実験システムを用いた。

#### 2. 観測誤差特性の調査

札幌レーダーのドップラー速度観測(動径 5km、方位 角 5.625°間隔で平均化)について、観測誤差共分散を [2]の手法により推定した。2018 年 7 月 1~8 日の期間 の D 値(観測値-第一推定値)と解析残差の積の統計 から、動径・方位角・仰角・時間方向の観測誤差相関 構造を調べた。動径相関および時間相関を図1に示す。 動径相関の半値幅はおおよそ 10-20km 程度であり、[3] と同様、サイトからの距離とともに増加する傾向がみ られた。時間相関は半値幅 30-50 分程度で、予報時間 とともに増加する傾向であった。このようにビームの 伝搬距離、平均化の範囲、予報時間への依存性がみら れ、誤差相関は変換誤差や代表性誤差など観測演算子 や予報モデルにも関連することが示唆される[3]。

#### 3. 観測誤差相関を考慮した変分法データ同化

簡易な変分法により、観測誤差相関のデータ同化に おける効果を調査した。動径方向、方位角方向の二次 元同化を考え、2.の調査に基づきガウス型でおおよそ の観測誤差相関を近似して組み込んだ(方位角方向の 相関幅は動径距離に反比例するとした)。観測・背景誤 差分散は同じとし、観測演算子も1とした。図2に結 果を示す。観測誤差相関を考慮した同化(a)により、D 値(b)の詳細の構造まで均等に反映したインクリメン トが得られた。観測誤差相関を無視すると(c)同符号の D値がまとまった領域で強く観測に寄る結果となった。 観測誤差を大きくしたり(d)、観測を間引いたり(e)す ることで、インクリメントの大きさは適切となるもの の、細かい構造は解析場に反映されにくい。

#### 4. 背景誤差の高度化

ここではドップラー速度の観測誤差相関の JNoVA 4D-Var への適用実験を行った。同様の調査としては[4] で現業 3D-Var への適用が報告されている。観測データ からさらに有効な情報を抽出し解析値に反映するため には、背景誤差の高度化も重要となる。制御変数の拡 張[5]により、JNoVA 4D-Var にアンサンブルによる流れ への依存性を組み込んだ。アンサンブルは、観測値に 摂動を加えた複数の4D-Var サイクルによるアンサンブ ルデータ同化(EDA [6])により生成した。初期値あた り6メンバーで直近9初期値(FT=0-24)の54メンバー を用いた。2018年7月3日12-15UTCの札幌レーダーの ドップラー速度観測(サイトから150kmまで、4仰角) を、観測誤差の動径、方位角、時間相関を考慮し、30 分間隔、同化ウィンドウ3時間で同化した。ハイブリ ッド 4D-Var(図 3(a-d))により、従来の 4D-Var(図 3(e-h))よりも詳細な気象場に即した、同化ウィンドウ を通して連続性のあるインクリメントが得られた。 参考文献

- Honda et al., 2005, *QJRMS*, **131**, 3465-3475.
   Desroziers, et al., 2005, *QJRMS*, **131**, 3385–3396.
   Waller et al., 2016, *MWR*, **144**, 3533-3551.
   Simonin et al., 2019, *QJRMS*, doi: 10.1002/qj.3592.
   Buehner, 2005, *QJRMS*, **131**, 1013-1043.

[6] Isaksen et al., 2010, ECMWF Tech. Memo., No. 636.



図<sup>0</sup>1: 札幌 レーダー(1)
 1.1°の観測誤差相関。(a)動
 径相関(3h 同化ウィンドウの
 最後。サイト近くはQC で除
 外)、(b)時間相関(動径 75km)。



図 2: 二次元(動径-方位角)変分法による ドップラー速度同化のインクリメントと D 値。(a)観測誤差 R 相関あり、(b) D 値、 (c)対角 R、(d)対角 R,誤差標準偏差 3 倍、 (e)対角 R,D 値間引き、(d)間引いた D 値。

-46-



-6.0 -4.0 -2.0 0.0 2.0 4.0 6.0 (m/s) 図 3: 2018 年 7 月 3 日 12-15UTC 札幌レーダードップラー速度 (仰角 0.1, 1.1, 2.6, 4.3°。動径 5km、方位角 5.625°間隔平均化。サイトから 150km 内に分布。12:30 より 30 分毎)の同化(観測誤差の動径・方位角・時 間相関を考慮)による 500hPa 東西風インクリメント。3h 同化ウィン ドウ内の時間発展を示す。(a)-(d): ハイブリッド 4D-Var。(e)-(h): 4D-Var。

ひまわり後継衛星ハイパースペクトル赤外サウンダのメソ数値予報 OSSE \*藤田匡<sup>1</sup>,大塚道子<sup>2</sup>,岡本幸三<sup>1</sup>,瀬古弘<sup>1</sup>,大和田浩美<sup>3</sup> 1 気象研究所気象観測研究部、2 気象大学校、3 気象庁観測部

#### 1. はじめに

静止気象衛星ひまわり8号・9号は、バンド数、空間 分解能、観測頻度を強化した高い観測機能を持つ可視 赤外放射計を搭載し、実況監視や気象予測の支援を行 い、気象業務において大きな役割を果たしている。気 象庁では、気象衛星観測のさらなる高度化に向けて、 2029年度頃の運用開始を目指し、ひまわり8号・9号 の後継衛星の検討を進めている。後継衛星に搭載する 測器として、従来の可視赤外放射計のみではなく、ハ イパースペクトル赤外サウンダ(HSS)をはじめとす る新たなセンサによる大気測定の拡充も検討対象とし ている[1]。

HSS では、1000 以上の膨大な数のチャネルの観測に より、鉛直分解能の高い大気の気温や水蒸気の詳細な プロファイルを取得することが可能である。すでに低 軌道衛星に搭載され多くの数値予報センターにおいて 現業利用の実績もある。後継の静止衛星に HSS を搭載 することによる、気象庁現業全球数値予報[2]、及び現 業メソ数値予報への効果について、観測システムシミ ュレーション (OSSE) による評価を進めている。本稿 ではメソ数値予報に関する取り組みについて報告する。

#### 2. 0SSE

本 OSSE においては、ネイチャーランは実施せず、 ECMWF の再解析 ERA5 を気象庁システムと独立した 高精度の解析場として利用する[1]。調査対象の HSS 以 外の、現業利用されている観測データについては実観 測データをそのまま同化する。

HSS の疑似観測データとして全球数値予報の OSSE においては、ERA5 を入力とする放射計算から輝度温度 データを作成した[2]。一方、メソ数値予報の OSSE で



図 2: 高層観測に対する RMSE。2018.7.2~7の 00UTC 初期値(6初 期値)。赤: HSS 同化あり、青: HSS 同化なし。0, 12, 24, 36時間予 報の結果。予報時間が進むほど薄い色。(a)気温、(b)相対湿度。 同化する疑似観測としては、HSS の領域 OSSE に関す る先行研究[3,4]と同様、気温と水蒸気のリトリーブ鉛 直プロファイルを想定する。具体的には、ERA5 の気温、 相対湿度の鉛直プロファイルを直接用いる。

鉛直方向の間引きとして、ERA5 の 137 層のうち第 20~95 層 (900~35hPa) を5 層間隔で(全16層)利用 した。水平方向には約45kmの間引きを適用した。また、 観測誤差としては気温1~2K、相対湿度22~14%(多 くの高度でゾンデ観測のおおよそ1.5 倍程度)の値を使 用した。雲頂高度をERA5 の雲量から判定し、雲頂よ り上層のデータのみを同化した。

また、側面境界値としては、上述の全球 OSSE による結果を利用した。

#### 3. 事例実験

現業メソ数値予報に基づく実験システムにより、平 成 30 年 7 月西日本豪雨の事例での実験を実施した。 2018 年 7 月 1 日 00UTC から初期値作成の解析サイクル を開始し、7 月 2 日から 7 日の 00UTC 初期値の予報(6 初期値)を実行した。ERA5 に対する RMSE は、HSS 同化を行うことで初期値において気温(図 1(a))、湿数 (図 1(b))ともに減少し、予報開始後も多くの高度で 持続している。高層観測に対する RMSE(図 2)は、予 報初期を中心に気温(図 2(a))で減少がみられる。本 事例においては気象場が改善する傾向を示している。

7月6日00UTC初期値の、前3時間降水量の21時間 予測(図3)では、HSS同化により中国地方の降水帯 の表現に改善がみられた(図3(b))。HSSを同化した実 験では、下層風の西からの成分がやや強くなり(図略)、 前線の位置の改善に寄与したものと考えられる。

今後、他の事例や観測シナリオの想定などによりさ らに調査を進める予定である。

#### 謝辞

本研究では気象庁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] 岡本ほか, 2019, 気象学会春季大会予稿集, C162.
- [2] 大和田ほか, 2019, 気象学会春季大会予稿集, C163.
- [3] Jones et al., 2017, Atmospheric Research, 186, 9-25.
- [4] Li et al., 2018, Adv. in Atmos. Sciences, 35, 1217-1230.



図 3:前 3 時間降水量。(a) 7月 6日 00UTC 初期値の 21 時間予報 HSS 同化なし。(b) HSS 同化あり。(c)解析雨量。

-47-

# 4次元の背景誤差共分散行列を使った4D-Varによる アンサンブル生成と決定論的解析(4)

石橋俊之(気象研究所 気象観測研究部)

#### 1. 研究背景と目的

4 次元変分法(4D-Var)やアンサンブルカルマンフィルタ (EnKF)のようなデータ同化システム(DAS)において、 背景誤差共分散行列(B)は解析精度を決める重要な要素の 1つである。Bの実際の構築は、背景誤差に適当な一様性を 仮定して、同仮定の下での平均に還元するか、O(100)程度 の小さな統計サンプルに先験的情報を付加して期待値計算 を近似して行われてきた。前者は変分法、後者は EnKF を 解法とする。両手法の発展により、後者で求めた B を変分 法の中で使用することで、単独の場合より精度の良い解析を 得られることが示され(Buehner *et al.* 2010)((広義の) Hybrid DAS)、現業数値天気予報(NWP)での利用も始ま っている(Wang *et al.* 2013 他)。また、観測誤差共分散行 列についても、観測と予報の差分統計を基に、OSE を繰り 返して、経験的に構成する従来の方法から、理論的整合性の 考慮等による高精度な推定手法の研究や利用が進んでいる。

本研究では、Hybrid DAS による全球 NWP の精度向上を 目的とし、アンサンブル生成と決定論的な解析を共に 4D-Var で行う DAS の開発を行っている(図 1)(石橋 2014,17,19)。同 DAS ではアンサンブルの精度向上の他、単 一の DAS に研究開発資源を集中できる利点もある。同 Hybrid DAS のレビューと、高精度推定した **R** を併用した実 験結果等を報告する。

#### 2. 方法

はじめに用語の定義をする。解析スキームを "aD-b-cDB-d"のように表す。a は最適化する空間の次元、b は最適化方法、c は背景誤差共分散の次元、d は背景誤差共 分散の性質で時空間平均は C、アンサンブルは E と記す。 例えば、従来の随伴モデルを使った強拘束の 4D-Var は、 4D-Var-3DB-C、Buehner et al. (2010)の4次元 B を使う手 法は、4D-Var-4DB-E と表記される。

本研究では、MRI-NAPEX (気象研究所に移植した気象庁 全球 NWP 実験システム)上に 4D-Var-4DB-EC および 3DB を構築し、決定論的解析とアンサンブル生成を共に行う (石 橋 2014,17,19)。**R**の推定には、主に Desroziers (2005)を 用いる (石橋 2015,16,17)。 4D-Var-4DB/DAS





図 2 192 メンバの Hybrid DAS による予報精度の向上。色は 東西風予測の RMSE の全球平均改善率(%)。赤(青)は Hybrid 化による改善(改悪)に対応。横軸は予報時間(h)、 縦 軸 は 気 圧 高 度 (hPa)。(a) 4DVAR-3DB-EC, (b)3DB-E,(c)4DB-EC, (d) AMSR2 観測誤差相関。

#### 3. Hybrid DAS の精度

4D-Var-4DB 及び 3DB について、2014 年 7 月 20 日から 9 月 11 日のサイクル実験を実施した。アンサンブル生成は 観測摂動法、メンバ数は 192 とした。Hybrid DAS の CNTL (気候学的な B) に対する予報精度の改善率を図 2 に示す。 どの設定でも概ね予報精度が改善することがわかる。3DB の場合はアンサンブル 100%でも顕著に精度改善している。 20%気候学的な B を混ぜることで 4DB でも改善しているが、 成層圏では顕著な精度劣化が見られる。

#### 4. 高精度推定した R の利用と今後

-48-

発表では、高精度推定した R を Hybrid DAS で用いた場 合の精度変化や今後の課題についても述べたい。

# 低解像度全球大気モデルを用いた局所粒子フィルタ実験 \*小槻峻司,三好建正(理研計算科学)

#### 1. はじめに

アンサンブルデータ同化手法の1手法である粒子フ ィルタ(PF)は、予報誤差に関する確率分布を多数のアン サンブルでモンテカルロ近似し、観測情報とのベイズ 推定により事後分布を推定する。数値天気予報分野で 用いられてきたアンサンブルデータ同化は、これまで アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF)が主流であっ た。EnKF は各アンサンブルが同等に確からしいサンプ ルであると仮定し、アンサンブルから求められる二次 の統計モーメントまで(平均と分散)を使って、カル マンゲインを基に解析する。一方、PF(Sampling Importance Resampling: SIR 法)は、任意の分布をモン テカルロ近似し、ベイズ推定による事後分布に基づい たリサンプリングを行って等確率の粒子を解析する。

PF は、より一般的なデータ同化手法である一方で、 確率分布の表現に膨大な粒子が必要であり、多次元系 への適用は限定されてきた。近年、EnKF で発展してき た技術である局所化を応用した局所粒子フィルタ (LPF)が提案され、数値天気予報モデル等の多次元力学 系でも PF が適用可能であることが示されてきた(e.g., Penny and Miyoshi 2016; Poterjoy and Anderson 2016; Pothast et al. 2018)。このうち、Penny and Miyoshi (2016) 及び Potthast et al. (2018)の提案する手法は、PF のリサン プリングを各格子点における変換行列の形で与える。 この手法は、各格子点で EnKF によりアンサンブル変 換行列を求める局所変換アンサンブルカルマンフィル タ(LETKF)と親和性が高く、既存のLETKF システムの マイナーアップデート程度で容易に実装できる。本研 究では、低解像度全球大気モデル SPEEDY を使って、 観測システムシミュレーション実験により LPF と LETKF を比較する。

#### 2. 結果と今後の方針

アンサンブル数40でLETKFとLPFを比較した結果 を図-1に示す。なお、局所化スケールはLETKF に対し て事前にチューニングされた値を LPF でも用いた。気 温・水蒸気・東西風・南北風の鉛直プロファイルと、 地表面気圧を観測値として同化した。観測地点は、ラ ジオゾンデを模した配置 (416 地点) と、モデルの 2x2 に1点と密な配置(1008地点)の2つを想定した。ラ ジオゾンデ観測網実験では、LPF は徐々に改悪される 結果となった。観測を密に行うことで、LPFは15日間 ほど安定的に動作したが、システムが改悪され始める と、改悪傾向を修正できない典型的な PF の発散特徴を 示した。本実験では、Potthast et al. (2018)がドイツ気象 局の現業モデルを使って実装した技術をすべて用いて いない。今後これらを実装し、改善を試みたい。また、 LAPF の発展として Potthast らが提案している Local Mixture Coefficients Particle Filter も実装する予定である。 学会では、発表までに得られる最新の結果を紹介する。



図-1 SPEEDY モデル4層目の気温の二乗平均平方根誤差(実線;K)とアンサンブルスプレッド(破線;K)。黒線は LETKF、青線と赤線はLPF。LPFは、ラジオゾンデ観測網実験と観測を密にした実験を行った。1月から1ヶ月 LETKFで同化サイクルをスピンアップとして実行し、2月1日から各実験を比較した。アンサンブル数は40。

# 全球大気・水文結合データ同化システムの開発と 土壌水分データ同化実験

黒澤賢太、\*小槻峻司、三好建正(理研計算科学)

#### 1. はじめに

データ同化は数値天気予報において根本的な役割を 果たし、大気の観測データを同化する天気予報技術は 高度に発展してきた。一方で、陸域の土壌水分量・積 雪量・地表面温度といった水文観測データは、現業の 数値天気予報ではこれまで十分に活用されていない。 本研究は、水文観測データの同化による中期天気予報 の改善を目的にする。大気・陸域は互いにフィードバ ックするため、両者の統合モデルによる結合データ同 化により、大気・陸域水循環の状態推定を相乗効果的 に改善することを狙う。結合モデルのデータ同化は、 大気(陸域)の観測を同化して大気モデル(陸面モデ ル)の変数のみを更新する弱結合同化が一般的である。 今回は更に、陸域観測を同化して大気モデルの変数も 更新する強結合同化についても調査を進める。

#### 2. 方法

理研・計算科学研究センターを中心に開発されてきた全球大気データ同化システム NICAM-LETKF (Terasaki et al. 2015)を発展させた。このシステムは、
正 20 面体型全球非静力学大気モデル NICAM (Satoh et al. 2014)と、高度なデータ同化手法である局所変換アンサンブルカルマンフィルタ(LETKF; Hunt et al. 2007) (Takata et al. 2004) が結合されている。新たに、LETKF で陸域観測データを同化し、MATSIRO や NICAM の変 数を更新可能なシステムを開発した。Kang et al. (2011) で提案されたモデル変数間の局所化手法を応用し、大 気(陸域)観測のデータ同化で、陸面モデル(大気モ デル)の変数を更新するか否かを指定できるシステム とした。NICAM-LETKF で同化されている大気観測デ ータに加えて、水文観測データ同化の最初のステップ として全球陸域再解析 GLDAS で提供されている土壌

水分量を観測値としたデータ同化実験を行った(図-1)。

から構成される。NICAM には陸面モデル MATSIRO

#### 3. 結果と今後の方針

どの結合同化実験も、コントロール実験に比べて GLDAS に対する土壌水分の誤差が低下する良好な結 果を示した。結合データ同化実験の中では、土壌水分 観測のデータ同化で大気モデル変数を更新する一方で、 大気観測のデータ同化では陸面モデル変数を更新しな い、部分的な強結合同化が最も良好な結果となった。 これは、土壌水分観測の同化による、大気状態の推定 が有効であろうことを示唆している。学会では、発表 までに得られる最新の結合同化実験の結果を報告する。



図-1 GLDAS に対する陸面モデル第一層の土壌水分の二乗平均平方根差 (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>)の時系列。黒線は既存 NICAM-LETKF システムのコントロール実験、青線は弱結合同化実験、赤線と黄線は強結合同化実験である。 黄線は大気(陸域)観測のデータ同化で陸面モデル(大気モデル)変数を更新する完全な強結合同化である一 方、赤線は大気観測のデータ同化では陸面モデル変数を更新しない、部分的な強結合同化となっている。

# メソアンサンブル予報とフライトデータを用いた 風況場ナウキャスティングの検討 \*菊地亮太(DoerResearch),松野賀宣,本山昇,又吉直樹 (JAXA), 工藤淳(気象庁),瀬之口敦(電子航法研究所)

#### 1. はじめに

航空交通需要の増大に対応するため、低燃費化と空 域容量を拡大する航空機の到着時間管理の高精度化を 両立する低燃費 4 次元飛行技術の研究開発が進んでい る.本研究の実現には、航空機の飛行性能に大きな影 響を与える気象情報の高精度なリアルタイム予測が必 要である.本稿は、気象庁が提供するメソアンサンブ ル予報システム(MEPS: Meso-scale Ensemble Prediction System)[1]の予測情報と航空機のダウンリンク飛行情 報(DAPs: Downlink Aircraft Parameters)[2]を用いた風況 場ナウキャスティング手法の評価を目的とする.

#### 2. 風況場ナウキャスティング手法

本アルゴリズムは事前に予測された MEPS データの アンサンブルメンバーごとに重み係数を設定し、その 重み係数を DAPs によって得られた風計測データによ って決定し、アンサンブル重み平均値を予測値とする. 一般的に行われている単純なアンサンブル平均はこの 重みが全て同じ値と同様であり、単純なアンサンブル 平均(DEA)を比較対象と考える. Kikuchi et. al. (2018)で は3種類の重み推定手法を検討されている[3].1つ目 は、エリート戦略(Elite)であり、現在使用できるフライ トデータに対して誤差が最も小さいアンサンブルメン バーの重みを1にして、その他のアンサンブルメンバ 一の重みを0にするものである.2つ目は、アンサンブ ルメンバーごとの誤差を計算し、その誤差に基づいて 重みを振り分ける方法(1/RMSE)である. 3 つ目は、粒 子フィルタに基づいて逐次に重みを状態推定する方法 (PF)である.

#### 3. 利用したデータ

アンサンブル情報として, MEPS データを本稿では 使用する.本稿では,使用データは水平解像度を 5km から 40km に間引いたものを利用し,航空機の位置に周 辺の格子点から Trilinear 補間で内挿する.

飛行データとして, DAPs データを用いる. リアルタ イムな飛行状態・位置や風速・風向・気温などを取得 できる。上空飛行中の複数機体のフライトデータを取 得し,重み推定および予測性能の評価に用いる.

#### 4. 結果

上空飛行中の複数機の DAPs データを用いて,6時間 先までの予測を実施する.6時間先までの予測性能につ いて評価を行う. MEPS データの Leadtime は 12 時間と 設定し、3時間分の空域飛行機体の複数の DAPs データ を用いて、重みを推定し、その重みデータを用いて 6 時間分の予測を行う.図1に、重み推定と予測性能評 価に用いた DAPs データの可視化結果を示す.また図2 に6時間先までの予測性能の評価結果を示す. DEA を 基準に Elite と PF は予報 6 時間先までにおいて予報精 度を 20%以上改善している様子が見て取れる.(図2中 では Elite と PF は重なっている.)DAPs データで重み を推定することで、現在の気象条件を再現性の高いメ ンバーの重みが高くなり短期予報の精度が改善された.







図 2 6 時間先までの風速の予測性能の評価結果, DEA:単純なアンサンブル平均, Elite:エリート戦略, 1/RMSE:誤差に基づく重み, PF:粒子フィルタ.

参考文献

-51-

- [1] 藤田匡, D104, 日本気象学会 2019 年度春季大会.
- [2] 瀬古弘ら, P335, 日本気象学会 2016 年度秋季大会.
- [3] Kikuchi, Ryota, et al., 2018, Meteorological Applications 25.3, 365-375.

# 結合同化システムの短期再解析実験における降水量と SST、 海面フラックスとの関係

\*小林ちあき,石川一郎,藤井陽介(気象研究所)

#### 1. はじめに

大気再解析データの降水量は、同化サイクルにおけ る予報積算降水量であり直接の解析結果ではないが、 同化システムの性能を総合的に示す要素である。特に 降水量と海面水温(SST)との関係は、再解析における大 気海洋相互作用の再現性の指標としてこれまで用いら れてきた(例えば、Saha et al., 2010)。

気象研究所で開発中の大気海洋結合データ同化シス テム CDA1 (藤井ら、2017)を評価するため、短期再解析 実験の季節内変動スケールの降水量と SST のラグ相関 関係の調査を行ってきており(小林と藤井、気象学会 2018 年春季大会)、結合同化実験の方が非結合同化実験 より、降水量と SST の関係を適切に再現していること を示してきた。しかし、観測の SST との関係で見れば 結合同化実験と非結合同化実験の降水量の位相関係は ほぼ一致しており、この結果は、同化システムの SST の変動が両実験で異なるために得られた結果であった。

本研究では、この結合同化再解析実験のSST 変動の プロセスを明らかにするため、海面フラックスとSST との関係を調べた。結果を結合モデルのフリーラン実 験のそれと比較し考察する。

#### 2. データと方法

結合同化実験(CDA)は、藤井ら(2017)が示した結合 同化システムで行った短期再解析実験である。2013年 11月から2015年10月までの期間の再解析を行った。 また、大気海洋結合モデル CPS2(Takaya et al., 2018)を用 いたフリーラン実験も2013年11月を初期値として行 った。これらの実験の降水量とSSTは6時間値から日 別値を作成して使用した。検証のための観測の降水量 は GPCPv1.2(Huffman et al, 2001)の日別値を、観測の SSTはTMIのSST(TMI-SST, Wentz, et al, 2015)の3日 値を用いた。季節内変動の時間スケールを評価対象と するので、先行研究のSaha et al. (2010)に従い、降水 量とSST、海面フラックスは、2.5度格子へ空間内挿し たのち、20-100日のバンドパスフィルターをかけた日 別値を作成し解析に用いた。

#### 3. 結果と考察

観測(TMI)の SST に対する CDA1 の SST、降水量、 海面フラックスとのラグ回帰関係を熱帯太平洋西部

(10S-10N,130-150E)で平均したものを図1に示す。統 計期間は 2014 年 3 月から 2014 年 8 月であり、海面フ ラックスは鉛直上向きを正としている。CDA1のSST は観測 SST に2日程度遅れて変動している。観測の降 水量とCDA1の降水量は、観測のSSTに対して、リー ドタイム10日以降の期間ではほぼ一致した関係を示し、 先行関係と遅れ関係が反対称な関係(回帰係数の最大 値と最小値の絶対値がほぼ同じ)を示している。正味 の海面フラックスは、観測の SST より 5.6 日先行して 負のピーク、13-15日遅れて正のピークを示しており、 海面水温の変化と整合的である。この正味フラックス は、主に短波放射と潜熱フラックスの和であるが、短 波放射の先行関係と遅れ関係が反対称な関係を示すの に対し、潜熱フラックスは非対称な関係を示している。 このような非対称性は CPS2 フリーラン実験には見ら れない特徴であり(図略)、データ同化により SST と潜 熱フラックスとの関係が変えられていることが示唆さ れる。今後、データ同化がこうした位相関係にどのよ うに影響しているのか調査を行いたい。



図1 観測 SST (TMI) に対する CDA1 の SST、降水量、 海面フラックスのラグ回帰関係。熱帯太平洋西部 (10S-10N, 130-150E) 平均。統計期間は 2014 年 3 月 から 2014 年 8 月。

-52-

## 混合ガウス分布の最頻値を利用した地上気温予測 小野耕介(気象研究所)

#### 1. はじめに

現在、アンサンブル予測資料は天気予報のための基 礎資料のひとつとして定着している。決定論予報に対 する信頼度・確率情報、アンサンブル平均を利用した決 定論予報より精度の良い予測などが一般的な使い方で あるが、さらに有益な情報を作成できる可能性がある。 例えば、アンサンブル平均に着目すると、予測対象の確 率分布がガウス分布と仮定できる場合、算術平均によ り統計的な精度は決定論予測より改善する。しかし 個々の事例に着目すると、常にガウス分布に従うとは 限らない。低気圧の予想進路が複数のクラスターに分 かれるような事例では、確率分布が複数の峰を持つと 考えるほうが自然である。このような場合、算術平均が 確率分布の谷に位置してしまうと、現実的な予測とは ならないことも起こり得る。したがって、多峰性を表現 できる柔軟な確率分布を導入することで、算術平均よ り統計的に精度の良い予測が可能となり得る。このよ うな確率分布として混合ガウス分布が考えられ、気温 予測等を対象とした研究がある[1][2]。

そこで本研究では先行研究に倣い、地上気温の分布 に混合ガウス分布を仮定し、その最頻値を予測値とし て、決定論予測及び算術平均によるアンサンブル平均 と精度比較を行った結果について報告する。

#### 2. 実験の詳細

予測値には、気象庁全球モデル(GSM)及びメソモ デル(MSM)に基づく気温ガイダンスを利用した。気 温ガイダンスは、モデルによる格子点予測値をアメダ ス地点に内挿し、カルマンフィルターによるバイアス 補正を行って作成される[3]。また、GSM・MSM ガイダ ンスに加え、試験的に米国環境予測センター(NCEP) よりリアルタイムで配信されている全球モデル予測値 から、上記と同様の手法でガイダンスを作成した。した がって、本実験でのアンサンブルメンバー数は3であ る。予測対象は、全国の気象台を中心とした63地点の 3時間から39時間先までの時系列気温である。統計検 証期間は2017年12月から2018年11年の1年間であ り、初期値は00UTCのみを対象とした。

#### 3. 混合ガウス分布の最尤推定

多峰性を表現できる確率分布として、次式で表され る混合ガウス分布**p**を採用する。

$$p(T) = \sum_{k=1}^{3} \pi_k \mathcal{N}(f_k, \sigma)$$

Tは気温、kは各ガイダンス、 $\pi_k$ は各ガイダンスの重み を表す。重みには直近の予測精度が反映される。また、  $\mathcal{N}$ はガウス分布を表し、平均 $f_k$ は各ガイダンスによる 予測値、標準偏差 $\sigma$ は簡単のためガイダンス共通とした。



図 混合ガウス分布の例(高岡市伏木 2018.9.9 00UTC を初期時刻とする 11 時間後の予測)。 ただし、各 GDC の分布には重みπ<sub>k</sub>が乗じられ ている。横軸が気温、縦軸が確率密度を表す。

最尤推定によって求めるパラメータは $\pi_k$ 及び $\sigma$ である。 パラメータの推定には EM アルゴリズム[4]を適用し、 推定に利用したデータは直近30日分のガイダンスと観 測値である。図に、混合ガウス分布が複数の峰を持った 例を示す。

#### 4. 統計検証・今後

下表に各ガイダンス、算術平均及び混合ガウス分布 による最頻値の各予測に対する対アメダスの統計検証 結果を示す。算術平均・最頻値は各ガイダンスより誤差 が小さく、3メンバーでも個々の予測より精度が改善す る。また、最頻値は算術平均より誤差がやや大きい。こ の原因として、混合ガウス分布の重みπ<sub>k</sub>が特定メンバ ーに偏る傾向があったためと考えられる(図略)。本実 験ではメンバー数が3と少ないため、重みの偏りによ り、決定論予測に近づいてしまったためと考えられる。 なお、同様に最尤推定による混合ガウス分布を利用し た先行研究[2]においても重みの偏りが報告され、過学 習が原因ではないかと言った論争が行われている[5][6]。 今後は、重みが偏る原因を調べるとともに、過学習の影 響が少ないとされるベイズ推定への拡張を試みる。

GSM	MSM	NCEP	算術平均	最頻値
1.383	1.335	1.336	1.192	1.280
表 各ガイ	ダンス、算	算術平均及7	び最頻値に	よる平方根
平均2 乗誤	!差[℃]。			

#### 参考文献

- [1] Raftery, A. E., et al., 2005, Mon. Wea. Rev., 133, 4226-4230.
- [2] Wilson, L. J., et al., 2007, Mon. Wea. Rev., 135, 1364-1385.
- [3] 三戶, 数值予報課報告·別冊, 64, 132-143.
- [4] Dempster, A. P., et al., 1977, J. Roy. Stat. Soc., 39B, 1-39.
- [5] Hamill, T. M., 2007, Mon. Wea. Rev., 135, 4226-4230.
- [6] Wilson, L. J., et al., 2007, Mon. Wea. Rev., 135, 4231-4236.

# 球面螺旋節点を用いた2次元セミ・ラグランジュ移流スキーム

\* 榎本剛 (京大防災研/海洋機構)

#### 1 はじめに

動径基底函数 (Radial Basis Functions, RBF) を用い た球面上の 2 次元移流モデルは、少ない節点数で高い精 度が得られることが示されている [3]。著者は球面螺旋 節点 [1] に対し, RBF を適用した (2017 秋 C167, 2018 春 D404) [2]。今回は,移流をオイラーからセミ・ラグラ ンジュに変更し, cos 型の山の移流実験により検証した。

#### 2 実験設定

節点は球面螺旋 [1] を用い,上流点探索はデカルト座 標で行う [5]。cos 型の山を剛体回転で移流する実験 [6] において,3次スプライン (CBC),単調区分3次エル ミート (PCH) [4], RBF セミラグ (RBF-S) の3種類 の内挿方法を用いたセミ・ラグランジュ移流モデル (時 間刻み幅 90 分)とオイラー移流モデル (RBF-E,時間刻 み幅 30 分)とを比較する。CBC と PCH では,まず内 挿点を通る経線と螺旋との交点を見つけ,交点4点に対 し螺旋に沿って1次元内挿した後,経線に沿って1次元 内挿する。RBF 内挿の係数ベクトル c は, cA = f (内 挿行列 A,節点値ベクトル f)を解いて求める。

#### 3 結果

RBF-S は, RBF-E に遜色のない精度が得られた(表 1)。RBF-E の形状パラメタは $\varepsilon = 10$ である。RBF-S の形状パラメタはデカルト座標空間における平均節点間 隔で決まる既定値で $\varepsilon = 8$ 程度であった。RBF-S の1 周後の誤差(図1)は山の傾斜付近に集中しており、山 から離れた場所での振動は小さい。

これに対し,同じ節点数 4096 での 3 次スプライン CBC の  $\ell_2$  は 30 倍,節点数 8192 の CBC でも約 8 倍 であり,山がやや低くなり振動が 遠方まで達している。 PCH は単調性が確保される一方,山の高さが減少が大 きく,節点数を増加しても誤差は減少しなかった。

#### 4 まとめと議論

RBF を用いたセミ・ラグランジュ移流モデルは,少 ない節点数で誤差の少ないオイラー移流モデルの特長を 引き継いだ上で,時間刻み幅を延長することが可能であ

手法	節点数 n	$\ell_2$	$\ell_\infty$
$\operatorname{RBF-E}$	4096	7.98e-3	3.88e-3
$\operatorname{RBF-S}$	4096	6.34e-3	4.42e-3
CBC	4096	1.85e-1	1.85e-1
CBC	8192	4.96e-2	3.64e-2
PCH	4096	3.64e-1	7.56e-1
PCH	8192	3.70e-1	4.69e-1

表1 cos 型の山の移流実験における全球平均相対誤差



図1 RBF-Sにおける1周後(12日)における誤差(m) る。しかしながら、上流点探索に加え、O(n<sup>3</sup>)の内挿係 数の再計算が毎ステップ行われるため、計算の高速化に はつながらない。ガウス型の RBF を用いた内挿行列の 要素のうち絶対値が10<sup>-15</sup>よりも小さい割合は91.4% を占める。そこで、4096×4096の密行列と疎行列に対し 線型システムの解を求めてみたところ、密行列の方が約 5 倍高速であった。計算量削減については、検討課題と して残されている。

#### 謝辞

-54-

本研究は JSPS 科研費 19H05605 の助成を受けた。

#### 参考文献

- [1] Bauer, R., 2000: J. Guid. Control Dyn., 23, 130–137.
- [2] 榎本剛, 2018: 京都大学防災研究所年報, 61B, 366-371.
- [3] Flyer, N. and G. B. Wright, 2007: J. Comput. Phys., 226, 1059–1084.
- [4] Fritsch, F. N. and R. E. Carlson, 1980: SIAM J. Numer. Anal., 17, 238–246.
- [5] Ritchie, H., 1987: Mon. Wea. Rev, 115, 608–619.
- [6] Williamnson et al., 1992: J. Comput. Phys., 102, 211– 224.

関東地方に発生する沿岸前線の MSM 予報バイアスに関する解析(2) \*鈴木健斗,山崎剛,岩崎俊樹 (東北大院理)

#### 1. はじめに

2019 年度春季大会では気象庁メソスケールモデル(以下 MSM) において、沿岸前線を実況よりも内陸側に予報するバイアスが出 ることを過去5年分のアメダスと MSM 予報値を用いた統計的解 析より示した[1]。本研究では MSM 予報にバイアスが現れた典型 事例を対象に、物理過程を始め様々なパラメータを変更して数値 感度実験を行った結果、バイアスの原因は地形の扱いに起因する 可能性が高いことが明らかになった。本予稿では地形を変更した 際に見られたインパクトについて主に紹介する。

#### 2. 沿岸前線発生事例と数値実験の手法

2018 年 3 月 8 日~9 日に関東平野で発生した沿岸前線を対象に 数値実験を行った。日本海と本州南岸を低気圧が東進し、低気圧 前面の南風と関東内陸部の滞留寒気との間に沿岸前線が発生した。 本研究では非静力学モデル JMA-NHM(saito, el.al 2006)を用い、関 東地方を中心とする 1000km 四方の領域で水平解像度 5km の数値 計算(8 日 09JST~9 日 09JST)を行った。初期・境界値には MSM 解析値、境界層スキームには MYNN3、土地利用には国土数値情 報 3 次メッシュデータ(平成 9 年度版)を用いた。

#### 3. 地形データの変更方法

5km モデル格子の地形データを作成する際、モデル格子の標高 は GTOPO30 (解像度約 1km)の標高データを平均した高さにな るため、実際の山脈の稜線より高さが低くなる。そこで本研究で はモデル格子内における GTOPO30の標高の最大値をモデル格子 に与え、稜線の高さを維持する変更を行った。以下、標高データ に変更を加えないものを CTL 実験、加えた実験を EM (Envelope Mountain)実験と記す。図(a),(b)より、EM 実験における山の稜線 の標高は、CTL 実験に比べて 500m 程度高くなった。

#### 4. 結果

図(c),(d)より、EM 実験では沿岸前線の位置が CTL 実験よりも 海側(南東側)に移動し、(d),(c)より EM 実験では沿岸前線を実況 に近い位置に再現していることが分かる。関東平野を通る鉛直断 面図では(図略)、CTL 実験に比べ EM 実験では寒気の厚さが厚 くなっていた。山が障壁になることで寒気の鉛直方向の厚みが増 し、結果として水平方向にも寒気が広がり沿岸前線の位置バイア スを解消させることがわかった。

この他、鉛直解像度、地表面運動量粗度、MYNN における運動 量拡散係数及び熱拡散係数を変更する実験を行ったが、沿岸前線 の位置に変化はほとんど見られなかった。また水平解像度につい ては1km まで高解像度すると僅かにバイアスが解消した。

#### 5. まとめと考察

本研究により、MSM が沿岸前線を内陸(寒気)側に予報する

バイアスの原因は地形の標高に起因することが有力である。本事 例の他にも、2014年2月14~15日の関東大雪の際に発生した沿岸 前線など6事例で数値実験を行ったが、いずれもEM実験では沿 岸前線の位置をCTL実験と比べ実況に近い位置に再現した。

EM 実験では山脈の尾根の標高を維持できる一方で、地形全体、 特に谷や盆地の標高が実際より高くなる弊害も生じる。その一方、 地形データを変更することで関東平野における、沿岸前線発生時 の気温・風や、南岸低気圧通過時の雨雪予報などの予報精度が向 上する可能性がある。

GTOPO30 より高解像度な地形データを用いた上で、1km 未満の解像度で実験を行えばバイアスの解消が期待できるかもしれないが、どこまで高解像度化すれば良いかは現時点で不明である。

今後は、稜線の高さが変化した時の沿岸前線の立体構造の変化 や、蒸発熱のインパクトについて詳しく調べる予定である。







図(a),(b): CTL 実験(a)と EM 実験(b)における地形標高. (c),(d),(e): CTL 実験、EM 実験、実況における、2018 年 3 月 9 日 03JST にお ける地上気温、地上風の分布。実況データの地上気温はアメダス と環境省大気汚染物質広域監視システム(そらまめ君)から、地 上風は毎時大気解析から作成している.

#### 6. 参考文献

-55-

[1] 2019 年度気象学会春季大会予稿集 p299

# 気象予測モデルから得られる地上風速の精度評価の持続性

\*渡邊 武志(電力中央研究所)

#### 1. はじめに

風力発電は、風力を電力に変換するシステムであ り、発電出力を予測するためには風の予測値の利用 が必要となる。気象予測の精度に不確実性があるこ とは、予測を利用する際の問題となっている。予測 精度に関する情報を事前に把握できれば、その後の 予測を利用するかどうかの意思決定のための情報と なることが期待できる。

本研究では、地上風速を対象とした予測精度の評 価がその後の予測時刻でどの程度持続するかの評価 を行った。

#### 2. データ

#### 2.1. メソ数値予報モデル (MSM) GPV

MSM-GPV データプロダクトから得られる地上 高 10m 風速データを用いた。予測値の空間解像度は 約 5km、時間間隔は 1 時間である。地上観測所にお ける値は、地上観測所位置に最も近いグリッド点で の値を用いる。解析対象期間は 2013 年 6 月から 2016 年 12 月までである。MSM 地上風速データは 事前にバイアス補正を行った。

初期時刻の異なった複数の予測値を用いた初期時 刻違いアンサンブル手法を用いる。予測サイクルを 考慮し、00、06、12 および 18JST を予測開始時刻 とする。アンサンブルは、予測開始時刻に対して初 期時刻が 3、6、9、12、15、18、21、24、27 及び 30 時間前のもの 10 メンバーで構成した。

#### 2.2. アメダス地上風データ

気象庁により運用されている AMeDAS により得 られた1時間平均風速データを使用した。使用デー タ期間は MSM-GPV と同じである。全観測地点を対 象として月ごとに欠損値を検査し、20%以上のデー タの欠損のある地点は除去し、約800地点を解析に 用いた。

#### 3. 手法

予測精度評価尺度には、評価対象地点に関して平均した平均誤差ME、平均絶対誤差MAEを用いる。

予測精度の持続性を、ある予測精度評価時刻での

-56-

評価がその後の予測時刻においても継続することと する。予測精度の持続性を測定するために、アンサ ンブルメンバー内の予測精度評価尺度の順位を用い て評価する。評価時刻でのメンバー内の順位がその 後の予測時刻でも変動がない場合を予測精度の持続 性が強いと考える。評価時刻での 10 メンバーの精 度順位と予測時刻での精度順位の 10×10 の分割表 を作成し、カイ2乗検定を用いて評価時刻での評価 と予測時刻での評価との独立性を評価する。次に、 分割表中のどのセルが最も関係性を標準化残差検定 によって検査する。

#### 4. 結 果

図1は、MEとMAEに関するカイ2乗統計量を 示す。ME、MAEともにすべての予測時刻において 99%信頼度で帰無仮説は棄却され、評価時刻での評 価がその後の予測時刻での予測精度と関係をしてい ることが示唆される。MEはMAEと比べて早く統 計量が減少をすることから、評価時刻での精度情報 がより早く失われることが分かる。標準化残差検定 の結果からは両方の評価尺度ともに対角上のセルに 有意性が認められた。

予測精度の事前情報としては MAE を用いるほう がその後の予測精度をよりよく表すことができるこ とが示唆される結果を得た。



図1 MAとMAEに関する各予測時刻でのカイ2乗統計量。水平 線はカイ2乗検定での99%信頼度水準を表す。(a)から(d)はそれ ぞれ初期時刻00、06、12、及び18時のもの。 風力発電出力予測の高度化-欠測対応と急変化検出-

\*門倉真二,野原大輔,大庭雅道,橋本篤,中尾圭佑,服部康男,

渡邊武志, 平口博丸 (電力中央研究所)

Kadokura S. et al (Central Research Institute of Electric Power Industry)

#### 1. はじめに

我が国の政策を背景に太陽光発電(PV)や風力発電の 導入が進んでいるが、これら変動性電源の占める割合 が増えると、電力系統の安定性への影響が懸念される. そのため、PVや風力の発電出力を予測し、その変動に 対応した電力の需給運用計画を立てることで系統の安 定化をはかる研究が行われている.電力中央研究所で は、欧州に比べて複雑な地形にある日本のウィンドフ ァームの発電出力を的確に予測するためのシステム NuWFAS-WinP を開発し, 風力発電出力測定データを用 いた評価を行った(2006~2008 年度 NEDO 事業(前 NEDO 事業)). 更に, 2014~2018 年度には, 新たな NEDO 事業に参加し系統エリア(東北や北海道など一 般電力会社の供給範囲)の風力発電出力における急変 化(ランプ)に着目した予測手法の開発を行った.本事業 では、新たに領域アンサンブルなどを用いた確率論的 予測を開発するとともに,基本予測と位置づけた NuWFAS-WinP での観測データ活用の高度化をおこな った.本稿では後者の結果を報告する.

#### 2. 風力発電予測システムの改良

#### (2.1) ウィンドファーム(WF)総出力データ利用

基本予測は、風車毎の風速および発電出力の測定値 (SCADA データ)を利用した補正を前提としている.し かし、現実には、データ提供の不完全な WF があり、 そのような WF では補正がなされないことになる. ま た,風車の一部が点検や障害により停止している場合 もある. ここでは、予測対象とする WF の全てで総出 カデータが利用可能であることから, 直近のデータを 用いて、WFの風車の見掛けの稼働率を日毎に推定し、 これを用いて補正を行った.図1.は補正後の予測値の 日毎の予測誤差(RMSE)の例を示す.稼働率推定の際に 用いる平滑化の時定数 τ は長いほど誤差が小さいが, 風車停止などの稀にしか起こらない急激な稼働率の変 化への追随が損なわれるデメリットもあるため、ここ では288時間に設定した.この補正効果は, SCADA デ ータの取得状況などにより異なるが,特に取得の不十 分な東京エリアでの誤差は30%程度となった.



図1. 日平均予測誤差(RMSE).(補正結果)

#### (2.2) 急変化現象(ランプ)アラート

本研究では、6時間の時間窓での風力発電出力の総設 備容量に対する比(PU値)の変化が 0.3 を越える事象を 「ランプ」と定義した. 基本予測では、予測値の時系 列から得られる変化量に対する閾値を、的中率と捕捉 率のバランスをとって設定することで、アラートの信 頼度(CSI)を改善した.(表 1,図 2)



図 2. (左) 検出閾値に対する,予測精度の指数. 的中 率(SR), 捕捉率(POD), CSI, SR と POD の調和平均(HI). 表 1. (右) 設定閾値とアラート信頼度の例. (東北エ リア, ランプアップ).

#### 3. まとめ

予測精度向上のためには、WFの測定データが重要で あることが、改めて明らかになった.また、ランプア ラートを予測時系列から導出する場合、閾値は定義よ りも小さい値に設定することで、よりよい結果が得ら れることがわかった.

謝辞:本研究成果の一部は、国立研究開発法人新エネ ルギー・産業技術総合開発機構(NEDO) 委託業務 「電力系統出力変動対応技術研究開発事業」におい て実施された.

#### 参考文献

-57-

 Kadokura, S., et al., 2018, 17th Wind Integration Workshop, WIW18-6. 盆地における気象庁 MSM・LFM の日射量予測誤差の比較 \*宇野史睦,大関崇,大竹秀明(産業技術総合研究所),山田芳則(気象研究所), 竹中栄晶(宇宙航空研究開発機構),中島孝(東海大学)

-58-

#### 1. はじめに

近年,太陽光発電の導入量が増加している.日本中 に太陽電池が設置されているが,日射量とその予測誤 差の地域性は地上観測点での評価がほとんどであり, 地点数が少ないため盆地気候など地域特有の影響を考 慮できていない可能性が高い.太陽放射コンソーシア ムより,ひまわり 8 号を用いた衛星推定日射量等

(AMATERASS)が2.5分毎に提供され、日本全域を水 平解像度1kmで日射量分布が得られ、複数年のデータ が蓄積されてきた.そこで本研究は、気象庁が運用す る水平解像度5km(MSM)と2km(LFM)の日射量予 測について誤差の地域性と季節性を評価する.特に、 水平解像度の違いが顕著に表れる内陸盆地を中心に議 論する.

#### 2. 使用データ

MSM は前日(12JST 初期値)と当日(06JST 初期値), LFM は当日(06JST 初期値)の日射量予測値と鉛直雲 水量(TCWC)を利用した.衛星推定日射量は AMATERASS より 2.5 分値を前1時間平均値とした. TCWC との比較のため,雲の光学的厚さ(τ)を利用した.TCWCとτとの関係は以下の通りである.

$$\tau = \int_{z=0}^{h} \frac{3Tcwc}{2\rho_w r_e} dz$$

ここで $\rho_w$ は雲粒密度,  $r_e$ はは雲粒の有効半径である. 標高データは国土地理院が公開する数値地図 50m メッ シュを 1 km格子に平滑化したものを利用した. 解析期 間は 2016, 2017 年の 2 年間である. また, 予測誤差の大 きかった事例を対象に, 気象庁非静力学モデル (MRI-NHM)を用いた過去再現実験を実施した. 初期値/境界 値にはメソ客観解析 (Ma) を利用した.

#### 3. 結果

日本全域において 2 年間の予測誤差を比較したところ、冬季では標高が高くなるにつれて誤差が増加し、 逆に夏季は低標高域に誤差が高い傾向にあることが分かった.しかし、この傾向は MSM で明瞭であったが、 LFM では予測誤差と標高との関係は弱い.これはLFM が MSM よりも高解像度であること、また日射量の予 測誤差と TCWC 予測値と τ の差には、相関が見られた ことから、モデルの水平解像度の違いによる地形性の 雲の再現性が夏季における誤差の要因の1つと考えら れる.

そこで、特に誤差の大きかった本州の関東以北の複数の盆地における領域平均のRMSEを夏季(JJA)・冬季(DJF)について比較した(図1).その結果、冬季の予測誤差は関東以北全域のRMSEの中央値とほとんど変わらないのに対し、夏季は多くの盆地で第3四分位点より高かった低標高の盆地(図1緑丸)はMSM,LFM共に計算領域の誤差分布で見ると誤差が大きい地域である。ただし、LFMはMSMと比べ誤差が小さい盆地が複数見られた.MSMで誤差が大きかった猪苗代盆地(図1青丸)は、前日MSM、当日MSMの誤差は大きいが、LFMで見ると、その誤差は改善している.

猪苗代盆地における過去2年間のMSMとLFMの予 測誤差が大きい事例は夏季に集中しているが、LFMの 誤差が大きい事例に季節性は見られなかった.同じ初 期値を利用した当日MSMと当日LFMの日射量予測値 で大きくRMSEが小さい事例を対象に、MRI-NHMを用 いた過去再現実験による予測誤差の再現性の要因につ いて、当日に議論する予定である.



図 1, 各グリッドにおける日射量予測誤差と標高との 関係. 各箱ひげ図は前日 MSM 予測(左),当日 MSM (中),当日 LFM(右)を示し,上段が冬季,下段が夏 季を示す.赤丸は中央値,緑丸は各盆地の領域平均予 測誤差を示し,青丸は猪苗代盆地の領域平均予測誤差を 示す.

# 衛星光学センサの熱赤外域バンドデータを用いた北極河川の表面水温推定

\*堀 雅裕

(宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター)

-59-

#### 1. はじめに

近年北極域では、地球温暖化の進行に伴う顕著な気 温上昇や海氷面積の減少が観測され<sup>1)</sup>,北半球の積雪 分布にも同調した縮小傾向が報告されている<sup>2)</sup>.また、 北極海に流入する主要河川は 1930 年代以降長期的な 流量の増加傾向がみられており、夏期の降水量の増加 や永久凍土融解との関係が議論されている<sup>3)</sup>.また、 河川を通した北極海への熱流入は、夏期の海氷融解に も大きな影響を及ぼす重要な物理量であるが、熱流入 量の見積もりに必要な河川水温の地上観測ネットワー クは必ずしも十分ではなく、むしろ縮小傾向にある<sup>4)</sup>. 本研究では、1980 年代から現在まで観測データが蓄積 されている極軌道衛星搭載光学センサの熱赤外域バン ド輝度温度データを用いて北極海流入主要河川の表面 温度推定を行った結果について報告する.

#### 2. 解析方法

衛星データには、1982-2002 年 6 月までは NOAA 衛 星搭載 AVHRR センサの GAC (4 km間引き放射輝度) データを、2002 年 7 月以降は AQUA 衛星搭載 MODIS センサの MOD02SSH (5 km間引き放射輝度) をそれぞ れ用い、0.05°間隔の全球等緯度経度格子座標に投影 したものを 1 日毎に作成し、分光反射率と輝度温度を 用いて晴天域・水域の識別を行い、地上で河川流量お よび水温を計測している観測サイト<sup>5,0</sup>最近傍の水温 データを衛星輝度温度より抽出して河川水温として用 いた.また、衛星による河川水温データの精度を検証 するため、地上での河川水温計測値 (ArcticGRO<sup>5)</sup>およ び GEMStat<sup>60</sup>のデータを使用) との比較を行った.

#### 3. 解析結果と考察

図1にロシアの主要河川(オビ,エニセイ,レナ, コリマ)の地上測定水温と衛星データから抽出した河 川水温との比較結果を示す.衛星データの格子間隔が 約5kmと粗く,衛星画素のリサンプリング時に生じる 河岸や雲域によるコンタミの影響でばらつきが大きく

(RMSE=3.4K) なっているものの,衛星による水温は 地上水温と一致する傾向を示している.図2は,ロシ アの主要河川の各年の6月上旬(1-10日)の平均水温 の経年変動を示しており,オビ,コリマの両河川では 過去40年間に昇温傾向が見られている(図にはないが エニセイ,レナでも6月中旬に昇温傾向が見られてい る).ただし,上述したように,現時点では一画素内で 河岸や雲域が水域と混合してしまう影響が完全に排除 できていないため,今後,水域判定の精度を向上させ, より詳細に長期変動傾向を調べていく必要がある.

#### 参考文献

- 1) IPCC, 2013: Climate Change 2013. Cambridge Univ. Press.
- 2) Hori et al., 2017: RSE, 191.
- 3) Shiklomanov et al., 2009: ERL, 4.
- 4) Lammers et al., 2007: JGR, 112.

5) Arctic Great Rivers Observatory (GRO) https://arcticgreatrivers.org/

6) The global water quality database GEMStat https://gemstat.org/







図2:衛星観測による6月上旬(1-10日)のロシア河 川水温の長期変動(オビ,エニセイ,レナ,コリマ).

全球大気陸面結合データ同化システム(MLEF-GWRF)の開発 \*鈴木和良(JAMSTEC), Milija Zupanski(Colorado State Univ.), Dusanka Zupanski(Spire Global Inc.), Sebastian H. Mernild(Nansen Center),松村伸治(北海道大学),松尾功二(国 土地理院),檜山哲哉(名古屋大学)

#### 1. はじめに

本研究では、著者らが開発してきた大気陸面結合デ ータ同化システム[1]を基に、新たな大気陸面結合デ ータ同化システムを開発した。本データ同化システム では、側面境界の影響を受けないGlobal WRF (GWRF) モデルを用いた全球データ同化システムである。

GWRF モデルは、様々なスケールの効率的なシミュレ ーションを可能とする複数のネスティング機能を有し、 GWRF によるネスティング機能は全球スケールと領域ス ケール(山岳地域など)の相互作用を可能とする。

#### 2. MLEF-GWRF システムの概要

MLEF-GWRF システムは2つの主要な要素から成る: (1) MLEF データ同化システム[2]、および(2) GWRF モデル[3]、である。MLEF データ同化システムは、Suzuki et al. [1]による結合大気陸面結合データ同化実験にお いて開発された。このシステムは、非線形問題および 強い大気陸面結合[4]への応用によく適したハイブリ ッドのアンサンブルデータ同化システムである。緯 度・経度の座標上で状態量が定義され、 極域の様に特 別な取り扱いが必要なグリッド以外、GWRF システムは 領域 WRF モデルと本質的に同じである[3]。なお、GWRF は元来、地球以外の惑星における大気循環研究のため に開発された[5]。

#### 3. データ同化実験

GWRF モデルで MLEF によるデータ同化インパクトを 評価するため、10日間のデータ同化サイクル実験を行った。6時間間隔でデータ同化サイクルが行われ、合計 40 データ同化サイクルになった。実験は、2018年3月 14日 1800UTC から 2018年3月24日 1800UTC までの期 間である。システムの局所化は、水平方向に半径 600km、 垂直方向に無次元単位 0.3、各実験で 32メンバーのア ンサンブルシミュレーションを行った。GWRF モデル解 像度は、約104kmの距離に等しい1度格子である。大 気は鉛直 65層、全球でグリッド数は385 x 193 である。 大気観測データは、米国大気海洋庁 NOAA において取得 された一般的な気象観測データ (PrepBUFR) である。 デ ータ同化の制御変数は、乾燥空気質量、温度、比湿、 および水平の風速成分(u, v) である。 2種類の基本的な実験を実施した:データ同化実験 (MLEF-REF)とデータ同化無し実験(NO-DA)である。観測 データは、それぞれ気圧、温度、比湿、および水平風 速成分(u, v)である。データ同化実験では、それぞれ各 要素を1つ除いてデータ同化し、その除いた観測デー タと解析値の差を基に、全球における二乗平均平方根 (RMS)誤差を求めた。一方、データ同化無し実験では、 データ同化を全く行わず、シミュレーション値と観測 値の差から、全球における RMS 誤差を求めた。

#### 4. 結果と考察

最初に、気圧の観測データを除いたデータ同化実験 とデータ同化無し実験による全球平均の気圧の RMS 誤 差を比較する。データ同化実験の RMS 誤差は2 hPa 付 近である一方、データ同化実験の RMS 誤差は約3.5 hPa に達する。データ同化実験では気圧を直接データ同 化していないが、気圧の RMS 誤差が小さいのは、気圧 と他の気象要素(例えば風速成分)との背景誤差共分 散を利用するためである。これによって、気圧以外の 観測データの情報が与えられることで、実際にはデー タ同化されていない気圧の RMS 誤差を小さくする様に 作用する。この結果より、データ同化が正のインパク トを有し、データ同化システムが安定したパフォーマ ンスを有することが分かる。発表時には、大気観測デ ータ同化による陸面パラメータ(積雪被覆率など)への 影響についても報告予定である。

本研究の一部は、名古屋大学宇宙地球環境研究所の 共同研究の枠組みで行い、増永浩彦准教授の協力を得 た。

#### 参考文献

-60 -

- Suzuki, K. et al. (2017) Atmospheric Science Letters, 18(3), 106-111, doi:10.1002/asl.730.
- [2] Zupanski, M. (2005) Mon. Wea. Rev. 133, 1710–1726. doi:10.1175/MWR2946.1.
- [3] Zhang, Y., J. et al. (2012) Atmos. Clim. Sci., 2, 231-253.
- [4] 鈴木和良 (2018),雪氷, 80(2), 185-192.
- [5] Richardson, M.I. et al. (2007) J. Geophys. Res., 112, Article ID: E09001. doi:10.1029/2006JE002825.

#### MRI-ESM2 の 雲表現の 改良における 様々な 苦労

#### \*川合秀明、行本誠史、神代剛、大島長、田中泰宙、吉村裕正、長澤亮二 (気象研究所)

気象研究所は、気候モデルMRI-CGCM3を用いて CMIP5 に参加したが、このモデルは、雲表現に関して問題も多かっ た。その後の努力により、CMIP6 に参加予定である気候モデ ル MRI-ESM2 (Yukimoto et al. 2019)においては、雲表現 やエアロゾル―雲相互作用に関わる多くの点が改善された

(Kawai et al. 2019)。この結果、CMIP5 モデルの中ではト ップの放射収支の再現性を示すようになり、より信頼性の高 い気候シミュレーション結果を提供できるようになったと考 えている。それらの改善の主要な部分については、過去の気 象学会大会においてもまとめの発表を行い、Kawai et al. (2019)でも論じている。それらの中には、層積雲スキームの 改良、鉛直高解像度化、エアロゾルのモード半径の適正化、 雲氷落下スキームの改良などが含まれる。Kawai et al. (2019) では、こうした変更が、モデル改良にどの程度ずつ寄与して いるかも、最終版のモデルから一つ一つの改良を元に戻す実 験を行うことにより明らかにしている(図1)。

しかし、モデルの改良というものは、必ずしもスキーム やプロセスの、見栄えのする改良のみによってなされるので はない。幾多の問題ある取り扱いの修正や、プロセスにおけ る不確実性が大きい中での恣意的な選択なども含まれる。本 発表では、敢えて、明文化されにくいようなそういった点を 率直に提示する。そうした点の中にも、モデル開発において 陥りがちなミス、気候モデル・大気モデルとして重要な問題、 今後解決していくべき問題の示唆も含まれていると考えるか らである。

例として、エアロゾル―雲相互作用に関する変更(微小な 海塩エアロゾルに関係)、雲微物理過程に関する変更(凝結凍 結・内部凍結による雲氷数密度の変化率)、雲量方程式の取り 扱いに関する変更(積雲対流からデトレインされる雲の蒸発 の取り扱い)、雲氷から雪への変換による雲氷数密度の変化率 の取り扱いに関する変更、などを取り上げる。

#### 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、及び日本学術振興会・科学研究費助成事業(JP18H03363、 JP19K03977)の支援により実施された。

#### 参考文献

- Kawai, H., et al., 2019: Significant Improvement of Cloud Representation in Global Climate Model MRI-ESM2. *Geosci. Model Dev.*, in press, doi:10.5194/gmd-2019-23.
- Yukimoto, S., et al., 2019: The Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and basic evaluation of the physical component. J. Meteor. Soc. Japan, 97, in press.



図1:(左上)モデルのプロセスの各変更による下層雲量へのインパクト。(右上)各変更による大気上端短波放射への インパクト(上向きが正)。(右下)大気上端短波放射の旧モデルのバイアス(黒線)と新モデルのバイアス(緑 線)。(Kawai et al. 2019)

### 20 世紀における半球規模の気温トレンド変化の要因

<sup>\*</sup>行本誠史<sup>1</sup>、相澤拓郎<sup>1,2</sup>、神代剛<sup>1,3</sup> <sup>1</sup>気象研究所、<sup>2</sup>東京大学大気海洋研究所、<sup>3</sup>気象業務支援センター

#### 1. はじめに

20 世紀に観測された全球平均地上気温は、そのトレンドに数十年規模の変動がある。20 世紀 初頭から 1940 年代半ばにかけて緩やかに上昇するトレンドの後、1970 年代半ばにかけて弱い下降傾向を示し、その後 20 世紀末にかけて急激な上昇を示す。このようなトレンドの変化は、半球平均ごとに見ると、北半球においてより顕著である。このような変化の要因を探るため、気候モデルを用いて歴史的強制力を個別に与えた実験の結果を解析する。

#### 2. 実験設定

モデルは CMIP6 に参加した気象研究所の地球 システムモデル MRI-ESM2.0 である。大気モデ ルの解像度は、水平 T<sub>L</sub>159(約 120 km)、鉛直 80 層(上端は 0.01 hPa)であり、海洋モデルの 水平解像度は 1°×0.5°(赤道付近 0.3°)である。

1000年のスピンアップ後、産業革命前基準実 験 piControl および、歴史実験 historical を実施 した。さらに歴史的強制力を個別に与えた3つの 実験(表1)を実施した。期間は全て1850-2014 年の165年である。本研究の実験では炭素循環は 入っておらず、全て濃度駆動の実験である。詳細 は、CMIP6のサテライト MIPの一つである DAMIP (Detection and Attribution Model Intercomparison Project)のプロトコルに従う。

表1	実験設定
_	

実験名	強制力	アンサン ブル数
historical	全ての強制力が変化	5
hist-GHG	人為起源 GHG のみ変化、 他は piControl と同じ	3
hist-aer	人為起源エーロゾルの み変化、 "	3
hist-nat	自然強制(太陽と火山 活動)のみ変化、 "	3



図1 北半球平均気温の3つの期間における観測 (HadCRUT4)および各実験のトレンド

#### 3. 結果

特徴的な3つの期間、1916-1945年、1946-1975年、1976-2005年に分けて、半球ごとの アンサンブル平均のトレンドを比較した。ここで は北半球についての結果(図1)を述べる。

historical のトレンドは、それぞれの期間にお いて、定性的には観測と一致している。1916-1945 年の期間において、温室効果気体(GHG) と自然強制が正のトレンドに寄与し、エーロゾル 強制が負のトレンドに寄与している。しかし、 historical で再現された正のトレンドは観測より かなり小さい。1946-1975年の期間は、GHG に よる正とエーロゾルによる負のトレンドが同程 度の大きさで、自然強制は小さいが負のトレンド に寄与している。historical で再現された負のト レンドは観測の2倍程度である。1976-2005年 の期間は、GHG による大きな上昇に加え、エーロ ゾルもわずかに上昇に寄与しており、それらの和 が historical の気温上昇を概ね説明している。た だ、どの期間についても、hist-GHG、hist-aer、 hist-nat のそれぞれのトレンドの合計が historical のトレンドとあまり一致しない。その 原因や historical と観測のトレンドの定量的な不 一致について、さらに調査する予定である。

# 黄砂飛来時における東京スカイツリーでの氷晶核の観測: 2017 年 5 月の事例

\*當房豊 (極地研), 植竹淳 (コロラド州立大), 松井仁志 (名大), 宇治靖 (防災科研), 岩本洋子 (広島大), 森樹大 (東京理科大), 三浦和彦 (東京理科大), 三隅良平 (防災科研)

#### 1. はじめに

雲内での氷晶の形成は,雲の光学的特性や寿命など に非常に大きな影響を及ぼす.異物質を含まない過冷 却状態にある水滴は,約−35℃以下にならないと自発 的に凍結できないが,実大気中では,それよりも高い 温度でも,氷晶核として働く微粒子(INPs: Ice Nucleating Particles)を足場とした氷晶の形成が可能である.大気 中における INPs の数濃度は,場所や時期,温度などの 違いによって,非常に幅広い変動を示す.

アジア大陸の内陸部の乾燥地帯から発生する黄砂は, INPs の大きな供給源だと考えられる.例えば,60年近 く前に実施された Isono et al.[1]の研究では,黄砂が飛来 した際に,東京にて INPs の数濃度が大幅に増加したこ とが報告されている.しかしながら,アジアの大気中 での INPs の研究例は,依然として非常に少なく,特に 黄砂時における東京での INPs の数濃度の変動は, Isono et al.[1]以降,報告されていない.

本研究グループは、東京スカイツリーの大気観測所 (高度 458 m 地点) での INPs の数濃度のモニタリング 観測を 2016 年 8 月から開始した.本発表では、2017 年5月に東京上空で黄砂が観測された時とその前後に、 大気中の INPs の数濃度がどのような変動を示していた かを報告する.

#### 2. 計測方法

INP 計測用のエアロゾル試料の捕集は、東京スカイツリ ーの高度 458m 地点で、10 ライン・グローバルサンプラー (東京ダイレック、GS-10N)を利用して行った。毎分 2 L の 流量で、洗浄済みのニュークリポアメンブレンフィルター (直径 47 mm, 孔径 0.2 µm)上にエアロゾル粒子を捕集し、 3 日毎にフィルターの自動交換を行うように設定した。

フィルター上に捕集されたエアロゾル粒子を純水中に 抽出した後に、エアロゾル粒子を含む水滴を低温ステー ジ上に用意し、INP 計測用の実験系(CRAFT)[2]を用い て毎分1℃の冷却率で冷却し、0.5℃間隔で凍結した水滴 の割合を-25℃~0℃の温度範囲で記録した.そして、 得られた計測値を以下の数式[3,4]に適用することで,大気中での INPs の数濃度(*N*<sub>INP</sub>(*T*))を算出した.

$$N_{\rm INP}(T) = -\frac{\ln(f_{\rm unfrozen}(T))}{V_{\rm drop}} \cdot \frac{d}{C}$$

 funfrozen(T): 凍結していない水滴の割合

 V<sub>drop</sub>: 各水滴の体積

 C: 懸濁液中に含まれるサンプルエアーの体積

 d: 懸濁液の希釈倍率

#### 3. 結果

2017年5月6~8日の期間,全国的に黄砂の飛来が目 視にて報告された.数値モデルおよび東京都新宿区に 設置されたライダー(http://www-lidar.nies.go.jp/Tokyo/) による観測では、5月7日夕方から9日にかけて、ゴビ 砂漠付近で発生した黄砂が東京上空に飛来していたこ とが示唆された.

東京スカイツリーでの大気観測によると、黄砂が飛 来する直前(5月4~6日)と比較して、黄砂の飛来時 (5月7~9日)には、-25℃以上でのINPsの数濃度が 一桁以上高くなっていた.黄砂が飛来した後、-25℃ 付近でのINPsの数濃度は元の値にまで下がったが、そ れよりも高い温度での数濃度は、その後も数日間は高 い値を維持したままの状態が続いた.これらの結果か ら、少なくとも-25℃付近でのINPsの数濃度の大幅な 増加は、ゴビ砂漠から東京上空の黄砂の飛来によって 引き起こされたことが可能性として考えられる.

#### 参考文献

-63-

- Isono, K., Komabayashi, M., and Ono, A., 1959, J. Meteor. Soc. Japan, 37, 211-233.
- [2] Tobo, Y., 2016, Sci. Rep., 6, 32930.
- [3] DeMott, P. J., et al., 2017, Atmos. Chem. Phys., 17, 11227-11245.
- [4] Tobo, Y., et al., 2019, Nat. Geosci., 12, 253-258.

# 過去と将来の温暖化による熱帯アジア森林火災と 火災由来CO<sub>2</sub>・エアロゾル排出への影響

塩竈秀夫<sup>1\*</sup>,平田竜一<sup>1</sup>,長谷川知子<sup>2</sup>,藤森真一郎<sup>3</sup>,石崎紀子<sup>1</sup>,茶谷聡<sup>1</sup>,渡部雅浩<sup>4</sup> <sup>1</sup>国立環境研,<sup>2</sup>立命館大学理工学部,<sup>3</sup>京都大学工学研究科,<sup>4</sup>東大大気海洋研

#### はじめに

2015年、熱帯アジアでは干ばつに伴う大規模 な熱帯林火災が発生し、深刻な大気汚染をもた らした。またこの火災によって大気中に放出さ れた CO<sub>2</sub>の量は、日本の化石燃料消費に伴う年 間 CO<sub>2</sub> 量を上回った。先行研究によって、2015 年のようなエル・ニーニョの年に干ばつが生じ やすいこと、プランテーション開発等によって 森林火災が拡大しやすくなっていることが明 らかになっている。一方、地球温暖化と干ば つ・火災との関連もしばしば疑われるが、学術 的にはまだ十分な証拠は得られていない。本研 究では、2015年の干ばつ、熱帯林火災および火 災による大気汚染と CO2 排出に対する過去の温 暖化の影響を定量的に分析する。さらに、将来 の温暖化によって干ばつ、火災、大気汚染はど れだけ悪化するのかを予測する。

#### モデル実験と解析手法

MIROC5 AGCM を用いて、2015 年と同じエル・ ニーニョ条件での現在実験、非温暖化実験、 1.5°C温暖化実験、2.0°C温暖化実験、3.0°C温 暖化実験をそれぞれ 100 メンバずつ計算した (Shiogama et al. 2014, 2019)。これらの実験 を比較することで、過去と将来の人為起源温暖 化によって干ばつの発生頻度がどの程度変化 するかを調べる。また観測データに基づく経験 式と組み合わせることで、火災面積、火災由来  $CO_2$ 排出量、PM2.5排出量の変化を推定した。

#### 結果

過去と将来の温暖化によって、Nino 3.4 域の 海面水温は、ほかの熱帯海洋より大きな昇温が 生じる。この海面水温変化パターンが、エル・ ニーニョによる海面水温偏差と重なることで、 熱帯アジアの干ばつが強化されることが分か った。

図1に火災面積の累積確率分布を示す。過去の温暖化によって、観測された火災面積を超える確率が、5%(90%信頼区間は 0-18%)から 23%(3-52%)へ増加していた。将来、パリ協定の1.5℃、

2.0℃気候安定化目標が達成できたとしても、 2015 年の観測値を超える確率は 93% (66-99%)、 81% (50-95%)まで上昇する。一方、パリ協定の気 候安定化目標が達成できず 3℃まで温暖化した場 合は、98% (84-100%)になることがわかった。

同様に火災由来の CO<sub>2</sub> 排出量、PM2.5 排出量 を分析したところ、過去の温暖化によって既に 観測値を超える確率が増加していることがわ かった。またパリ協定の気候安定化目標を達成 しても、現在より排出量が大幅に増えるため、 火災を防ぐ森林管理などの適応策が必要であ る。3℃まで温暖化した場合は、さらに影響が大 きくなるため、緩和策も同時に進めていかなけれ ばならない。



図 1:非温暖化実験、現在実験、1.5℃実験、2.0℃実験、 3.0℃実験における火災面積(km<sup>2</sup>)の累積確率分布(%)。

#### 参考文献

-64-

- Shiogama et al. (2014) Attribution of the June-July 2013 heat wave in the southwestern United States. SOLA, 10, 122–126
- Shiogama et al. (2019) Limiting global warming to 1.5°C will lower increases in inequalities of four hazard indicators of climate change. Submitted to ERL

## 地球システムモデルを用いた古気候再現実験による 気候モデルの評価

\*大垣内るみ (海洋研究開発機構), 羽島知洋(海洋研究開発機構),

山本彬友(海洋研究開発機構),阿部学(海洋研究開発機構)

阿部彩子(東大 AORI, 極地研, 海洋研究開発機構), 河宮未知生(海洋研究開発機構) \*Ohgaito R. (JAMSTEC), Hajima T. (JAMSTEC), Yamamoto A. (JAMSTEC), Abe M. (JAMSTEC), Abe-Ouchi A. (U. Tokyo, NIPR, JAMSTEC), Kawamiya M. (JAMSTEC)

#### 1. はじめに

将来予測のため、気候モデルの高度化が積み重ねら れてきたが、地球温暖化予測において、気候モデルの 振る舞いにどれほど確信を持てるかという疑問はつい て回る.この為、現在と大きく異なる過去の気候再現 によってモデルの検証をする試みも並行して発展して きた.本発表では、MIROC-ES2L[1]による比較的最近の 過去再現と古環境データを比較検討し、考察する.

#### 2. モデルと実験設定

地球システムモデル MIROC-ES2L を用いた. MIROC-ES2Lは, MIROC5.2大気海洋結合大循環モデル [2]をベースに,植生モデル VISIT-e,海洋生物地球化学 モデルが組み込まれ,炭素,窒素循環が取り扱える最 新の地球システムモデルである[1].

古気候比較プロジェクト PMIP4 の実験[3]のうち,こ こでは最終氷期最大期(21,000 年前,LGM)実験,完新世 中期実験(6,000 年前,MH),西暦 850 年以降の 1000 年間を想定した実験(LM)の3 実験を扱う.実験設定は 第1表にまとめた.比較対象は西暦 1850 年(PI)である.

#### 3. 結果

LGM の気温低下は熱帯で約 2.0℃で,古環境データ [4]と比較すると整合的である.高緯度では東南極で約 6.1℃とやや過小評価[5]が見られる.また,LGM にはダ ストが現在よりも数倍もの沈着量があったことが知ら れており,過去のモデル実験ではその再現には強制的 にダストを放出す仮定[6]が必要であった.しかし,本 実験では[7]による浸食マップ導入により,全球のダス ト沈着量分布が大きく改善した.

MH は北半球夏のモンスーン循環,降水帯が PI より 強まり北上し,定性的には期待する変化が見られ,そ の程度は従来のモデル実験と同程度であった.

LM は、古環境データの豊富な北半球の平均気温変動を見ると、数年にわたる寒冷化が繰り返し明瞭に見

られた. これは火山噴火の時期と合致する. LM を PI 以 降,現在まで積分を延長すると, PI を初期値に行った実 験群と同時期,同程度の長期変動が見られ, PI を初期値 にした実験に大きな問題がない事を示唆している.ま た,観測データ[8]との整合性もみられ,モデルの性能 が長期変動を捉えるのに十分である事を示した.

#### 4. 考察と展望

3つの特徴的な過去の気候の再現実験を行った. その結果, 概ね特徴はとらえている.変化が過小評価になっている場合は, 現モデルで扱える以外の過程が効いている等の可能性があり, さらなるモデル開発の必要性を示唆する. 様々な条件を与えて実験している LGM, LM は, 条件を減らした感度実験で原因を調査することができる. 一例として, LGM 時代のダストを再現するため[8]の設定を導入しているが, この設定を外した実験との比較検討を進め, 影響評価を行っていく.

LM は地域的な違いが観測データから見える最近の時代なので、地域毎の比較検討を進める必要がある.

実験名	時代	種別	主な実験条件(PIとの違い)
LGM	21,000年前	定常	温暖化ガスレベル、海陸分布、氷床 分布、ダスト、日射季節進行
MH	6,000年前	定常	日射季節進行、温暖化ガスレベル
LM	西暦850年 ~1850年	時間変化	火山噴火、温暖化ガスレベル、日射 季節進行、太陽活動、土地利用、オ ゾン量

第1表:実験設定.

参考文献

-65-

[1] Hajima, T., et al., in prep.

[2] Tatebe, H., et al., 2018, Sci. Rep., 1-9.

[3] Kageyama, M., et al., 2018, Geosci. Model Dev., 11, 1033-1057.

[4] Bartlein, P. J., et al., 2011, Clim. Dynam., 37, 775-802.

[5] Uemura, R., et al., 2012, Clim. Past., 8, 1109-1125.

[6] Ohgaito, R., et al., 2018, Clim. Past., 14, 1565–1581.

[7] Albani, S., et al., 2016, Geophys. Res. Lett., 43, 3944–3954.

[8] Morice, C. P., et al., 2012, J. Geophys. Res., 117(D08101).

### 気温上昇に伴う積雪粒径の増加と近赤外アルベド低下効果の普遍性

青木輝夫(極地研,気象研),庭野匡思·谷川朋範(気象研),的場澄人(北大低温研)

1. はじめに

積雪のアルベドは積雪粒径と光吸収性不純物に 強く依存し(Wiscombe and Warren, 1980, Warren and Wiscombe, 1980) 、積雪面の熱収支や質量収支を見 積もる上で最も重要な物理量のひとつである。グリ ーンランド氷床の涵養域や南極氷床では光吸収性 不純物濃度が低いため、アルベドは事実上積雪粒径 に支配されている。一般に新雪の粒径は小さく、時 間の経過とともに積雪変態 (snow metamorphism) に よって粒径が増加する。さらに雪温が 0℃付近にな ると融解が始まり粒径は急激に増加する。このため、 気温の上昇とともに近赤外域のアルベドが低下し、 その結果、短波長域のアルベドも低下する。このこ とが融解をさらに促進する正のフィードバック効 果が働くと考えられる。積雪面の熱収支や質量収支 を数値モデルによって計算する際、積雪アルベドを 正確に見積もるために積雪変態過程から積雪粒径 を計算する必要がある。しかし、その扱いは最新の 積雪モデルにおいても室内実験に基づくパラメタ リゼーションである。特に、積雪粒径が大きく変化 する融雪変態過程は、表面融解量の見積もりに大き く影響するため、その物理特性が普遍的なものか確 認しておく必要がある。本研究ではグリーンランド 氷床と札幌において観測された気温または積雪表 面温度と近赤外アルベドの関係を比較し、それらの 普遍性を検証した。

#### 2. 観測データ

観測値地点は北西グリーンランド氷床上の SIGMA-Aサイト(78°N,67°W,1,490ma.s.l.)と札 幌の北海道大学低温科学研究の露場(43°N,141°E, 15ma.s.l)である。解析に用いた観測データは、 SIGMA-Aでは2012年7月から2017年11月の期間、札 幌では2010年12月から2019年4月の期間において自 動気象観測装置(AWS)によって1分毎に観測され た気温、積雪表面温度、近赤外アルベドの1時間平 均値(SIGMA-A)と30分平均値(札幌)である。 SIGMA-Aサイトは通年積雪で覆われた涵養域に位 置し、札幌は例年12月から3月がほぼ積雪期間であ る。積雪表面温度はSIGMA-Aでは上向き長波放射か ら計算によって求め、札幌では放射温度計の値を用 いた。

#### 3. 結果と考察

SIGMA-A 及び札幌における気温と近赤外域アル ベドの関係をそれぞれ図 1a と 1b に示す。SIGMA-A では気温-2 ℃ 以下で近赤外アルベドは気温への依 存性が小さいまたは気温の上昇と共に緩かに低下 し、気温 0 ℃前後付近での近赤外域アルベドが急激 に低下している(図 1a)。その関係は気温-2 ℃以 上で顕著である。一方、札幌は低温域における気温 の変動幅は小さいものの、気温 0℃付近における近 赤外アルベドの振る舞いは SIGMA-A と同様である (図 1b)。また、気温の代わりに積雪表面温度を用 いた場でも積雪表面温度-2 ℃以上で近赤外アルベ ドが低下する傾向は同様であった。これらの結果、 気温(表面温度)が-2 ℃以上で積雪粒径の増加(融 雪変態過程)が顕著に起こり、近赤外アルベドが低 下する現象には普遍性があることが示唆される。



図1 (a) 2012-2017 年の SIGMA-A および、(b) 2010-2019 年積雪期の札幌における気温と近赤外域 アルベドの関係。SIGMA-A の観測値は1時間平均 値、札幌は30 分平均値を使用。

#### 4. 参考文献

-66 -

- Wiscombe, W. J. and S. G. Warren, (1980): J. Atmos. Sci., 37, 2712-2733.
- Warren, S. G. and W. J. Wiscombe, (1980): J. Atmos. Sci., 37, 2734-2745.

# 気象研究所地球システムモデルへの JPL Eddy-Diffusivity / Mass-Flux and Shallow Convection Scheme の導入

\*新藤永樹 (気象研究所) Suselj K, Kurowski M.J and Teixeira J. (Jet Propulsion Laboratory)

#### 1. はじめに

浅い対流は、熱や水の鉛直輸送を行い、大気の鉛直 構造を決める役割を果たすと共に、熱帯や中緯度にお ける大規模循環や全球放射収支に影響を与える。さら に気候感度への影響も大きく、このプロセスの効果を パラメタリゼーションとして全球気候モデルへ取り込 む必要がある。気象研究所地球システムモデル (MRI-ESM2)[1]に現在導入されている境界層スキーム は、気候再現性などにおいて様々な問題点が存在し、 特に大気境界層内の混合が弱く、地表面付近で湿潤バ イアス、900hPa 付近で乾燥バイアスが顕著である。さ らに世界のモデルからは大きく遅れを取っているため、 スキームの刷新が必要である。そこで、境界層と浅い 対流を統一的に扱う方式 Eddy Diffusivity / Mass Flux scheme (EDMF) [2,3]を導入する。この方式は、様々なタ イプが提案されているが、ここでは、ジェット推進研 究所(JPL)で開発されたスキーム[4,5]を導入し、テス ト実験を行った。

#### 2. JPL-EDMF

EDMF の枠組みの中では、境界層乱流及び浅い対流 雲によるサブグリッドの鉛直フラックスは、渦拡散 (ED) とマスフラックス(MF)の合計として表現される。 ED 及び MF の評価方法は様々な方式があり、またその 組み合わせにより EDMF が構成される。JPL で開発さ れた EDMF の特徴として、持ち上げるパーセルは、地 表から一定のエントレインメント率で上昇し、凝結高 度に達するとそこが湿潤対流の雲底となる。そのため、 浅い対流は、地表からの上昇気流内の凝結の結果とし て発生するため、GCM でよく用いられるような雲底ク ロージャー仮定が不要となる。また、凝結したアップ ドラフトのエントレインメントは、有限上昇距離に対 して確率的に発生すると仮定し、発生確率はポアソン 分布に従うと仮定する[4,5]。これは浅い対流の Large Eddy Simulation (LES)の結果をリファレンスとして決 定している[6]。

#### 3. 実験設定

気象研究所全球大気モデルによる 2005 年から 2009 年の7月の1ヶ月積分を行う。モデルの解像度は、 TL159L80(水平解像度約120km、鉛直トップ0.01hPa) で、時間刻みは1800秒である。

#### 4. 結果と今後の課題

図1は雲短波放射強制力の導入インパクトである。 主に熱帯や亜熱帯の海上で下層雲が増加している。大 気境界層内の混合は強まり、乾燥バイアスは軽減され ている。結果は、preliminary であり、雲スキームや積 雲対流スキームなどの物理過程の調整を行うことで異 なるインパクトとなる可能性もある。また、Single Column Model のテストでは、エントレイメント率は、 環境に依存させなければならない可能性が確認されて いる[7]。発表では、改良や調整を行い、パフォーマン スを向上させた結果を示す予定である。



図1 雲短波放射強制力(W/m<sup>2</sup>)のインパクト。

#### 参考文献

- [1] Yukimoto, S., et al., 2019, J. Meteor. Soc. Japan, (Accepted).
- [2] Siebesma, A, et al., 2004, J. Atom. Soc, 64, 1230-1248.
- [3] Soares, P.M.M., et al., 2004, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*, 130, 3365-3384.
- [4] Suselj, K., et al., 2012, J. Atom. Soc, 69, 1513-1533.
- [5] Suselj, K., et al., 2013, J. Atom. Soc, 70, 1929-1953.
- [6] Romps, D. M., and Z. Kuang, 2010, J. Atom. Soc, 67, 1655-1666.
- [7] Kurowski, M.J., et al., 2019 (Preparation).

-67-

# ダスト消散係数と氷晶活性の関係

\*河本和明 (長崎大学大学院 水産・環境科学総合研究科), 山内晃 (東京大学 大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

雲は降水・降雪を通して水循環によって、また太陽 放射の反射や地球放射の吸収・射出など放射過程によ って気候に大きく影響している。特に雲の熱力学的相 (以後は雲相と呼ぶ)は、例えば光学的厚さや単一散

乱アルベド、射出率などの放射特性に影響することが知られている。

エアロゾルは雲粒の核となるが、中でもダストは有 効な氷晶核とみなされている[1]。氷相割合は第一義的 には温度の関数と考えられ、ダスト量とともに氷水量 といった物理量が増加すること[2]は報告されているが、 雲相を決めるメカニズムは単純ではない。本研究では 消散係数をダスト量の指標と考え、消散係数とともに 氷相割合がどのように変化するのか調べる。

#### 2. 使用データ

A-Train constellation の一つである CALIPSO に搭載さ れたライダである CALIOP から推定されたダスト消散 係数と雲相 (水滴か氷晶か)、また ECMWF 客観解析に よる気象場(高度、気圧、気温)データを用いた。対 象期間は 2006 年 12 月、2007 年 1, 2, 6, 7, 8 月の計6ヶ 月とした。これらのデータは JAXA が運営している EarthCARE 研究 A-Train プロダクトモニタのサイトか らダウンロードできる[3]。このサイトから入手できる プロダクトにはダスト以外では水溶性および海塩エア ロゾルの消散係数が与えられているが、本研究ではダ ストの氷晶核能に注目するため、ダスト消散係数が 3 種類のエアロゾルのそれの合計値の 7 割以上を占める 場合のみを解析対象とした。

#### 3. 解析結果

対象地域は南北半球の高緯度および極域(50度以上) とした。雲相は近接するダストの存在によって影響さ れると仮定し、連続する二層(240mの距離差)の雲相と、 その直上のダスト消散係数を比較した。

図は240Kから270Kに亘ってダスト消散係数の関数 として氷相割合を表している。この図から氷相割合は 温度の関数であるだけでなく、ダスト消散係数が大き いほど氷相割合が高いこと、つまりダストが多ければ より凍りやすいことが観測データから示された。特に 温度が低い方がこの傾向が顕著である。最近、同様な 結果[4]が報告されたが、詳しい物理メカニズムについ ては議論されていない。

量的な変数でない雲相のダスト消散係数への依存性 について、今後は氷晶数濃度や氷晶粒径などの微物理 特性との関連性、海陸差や高度差、地理分布、ダスト の化学的性質などから詳しく調べていく必要がある。



図 温度幅毎のダスト消散係数と氷相割合の関係

#### 参考文献

-68 -

- Hoose, C. and Möhler, O., 2012, Atmos. Chem. Phys., 12, 9817-9854.
- [2] Heymsfield, A. et al., 2014, J. Appl. Meteor. Climatol., 53.2, 479-505.

[3] EarthCARE 研究 A-Train プロダクトモニタ,

<u>https://www.eorc.jaxa.jp/EARTHCARE/research\_product/ecare</u> <u>monitor.html</u> (2019/7/9 閲覧)

[4] Klüser, L. and Popp, T., 2017, Adv. Meteorol., 2017.

1-18. 10.1155/2017/5278120.
全球非静力学モデル NICAM における温帯低気圧の水平解像度依存性 \*小玉知央 (JAMSTEC)

### 1. はじめに

温帯低気圧の力学的な特徴は水平解像度 O(10<sup>2</sup>) km の気候モデルにおいてもある程度再現可能である。し かし、将来気候における温帯低気圧の力学的応答につ いては気候モデル間のばらつきが大きい。特に最近は 力学と湿潤過程との相互作用が注目される[1]とともに、 雲フィードバックへの影響も議論されて[2]おり、将来 的には全球雲解像モデルによる研究の発展が見込まれ る。また、中緯度における極端現象の再現・予測の観 点からも高解像度化のメリットを把握する必要がある。

そこで本発表では、CMIP6 HighResMIP(高解像度モ デル比較プロジェクト)[3]の一環として行った全球非 静力学モデル NICAM[4]の実験データを用い、温帯低気 圧の水平解像度依存性を調査した結果を報告する。

## 2. 実験設定と解析手法

初期解析として、HighResMIP に向けた感度実験である 2004 年 6 月を初期値とする 1 年積分の結果を解析した。水平解像度は 56, 28, 14, 7 km である。実験設定は slab ocean model を用いている点を除いて HighResMIP 向け NICAM と同様であり、詳細は準備中のモデル記述論文(Kodama et al.)を参照されたい。温帯低気圧の検知は海面気圧に基づく手法[5]を用いた。

#### 3. 結果

図1左は NICAM が再現した温帯低気圧に伴う強風 の頻度分布である。水平解像度を高めることで、より 強い風を伴う温帯低気圧の割合が増加する。また、温 帯低気圧の発生数が減少する傾向にある点は興味深い。 図1右は温帯低気圧に伴う降水量の頻度分布である。 水平解像度依存性は風速ほど明瞭ではないが、56,28km モデルに比べて14km,7kmモデルでは強い降水を伴う 温帯低気圧の数が減少する。この結果は温帯低気圧の 存在緯度の違いである程度説明できる。つまり、水平 解像度が高い実験では温帯低気圧がより高緯度に存在 (図2)し、可降水量(図省略)も少ない傾向がある。 発生位置やジェット、非断熱加熱等との関係について

今後考察を進める予定である。 なお、56-14km NICAM を用いた HighResMIP 向け気

候実験データについても解析中である。このデータの 一部はCMIP6から既に公開されている。

#### 4. 謝辞

計算には地球シミュレータを利用した。本研究は環境再生保全機構の環境研究推進費(2RF-1701)、文部科学省委託事業統合的気候モデル高度化研究プログラムおよび科学研究費補助金(17H04856)の支援を受けて実施した。

参考文献

- [1] Shaw, T. A., et al., 2016, Nat. Geosci., 9, 656-664.
- [2] McCoy, D. T., et al., 2019, Atmos. Chem. Phys., 19, 1147-1172.
- [3] Haarsma, R. J., et al., 2016, Geosci. Model Dev, 9, 4185-4208.
- [4] Satoh, M., et al., 2014, Prog. Earth Planet. Sci., 1, 18.
- [5] Kodama, C., et al., 2014, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3545-3552.







図2 温帯低気圧の存在密度 の東西平均。

-69-

# MRI-ESM2 による過去再現・将来予測計算結果の理解に向けて

\*保坂征宏<sup>1)</sup>、行本誠史<sup>1)</sup>、川合秀明<sup>1)</sup>、神代剛<sup>1)2)</sup>、大島長<sup>1)</sup>、吉田康平<sup>1)</sup>、浦川昇吾<sup>1)</sup>、辻野博之<sup>1)</sup>、出牛真<sup>1)</sup>、田中泰宙<sup>1)</sup>、籔将吉<sup>3)</sup>、吉村裕正<sup>1)</sup>、新藤永樹<sup>1)</sup>、水田亮<sup>1)</sup>、小畑淳<sup>1)</sup>、足立恭将<sup>3)</sup>、石井正好<sup>1)</sup>、遠藤洋和<sup>1)</sup>、相澤拓郎<sup>1)4)</sup>、尾瀬智昭<sup>1)</sup>

1気象研究所、2気象業務支援センター、3気象庁、4東京大学大気海洋研究所

# 1. はじめに

気象研究所は、国連気候変動に関する政府間パネル IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) による 第6次報告書への貢献を目的の一つとして、第6期結 合モデル相互比較プロジェクト CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) に参加している。これに 向けて改良した気象研究所地球システムモデル MRI-ESM2 (Meteorological Research Institute Earth System Model version 2) を用いて、過去再現・将来予測 実験計算を実施中である。

ここで MRI-ESM2 は、CMIP5 で使用された MRI-ESM1 に比べて、鉛直分解能の向上(48 層→80 層)や新しい層積雲スキームをはじめとする雲にかか わる様々な改良により放射収支の誤差が減少し、海洋 の南北熱輸送や地上気温の再現性が改善した。非地形 性重力波抵抗パラメタリゼーションの導入により現実 的な QBO の再現に成功するなど、優れた気候性能を 示すことが期待されている<sup>[1]2]</sup>。

今後は各種数値実験の実施・解析等を通じて、基本 となる大気・海洋大循環構造の変動解明をはじめ、た とえば日本の気候に大きくかかわるアジアモンスーン や、地球規模の影響を与えるエルニーニョ等の再現性 やメカニズム解明を進める。そして、より信頼性の高 い温暖化予測情報にもつなげるとともに、得られる知 見を CMIP7 に向けたさらなるモデル改良に活かす。

本予稿では基本的な結果を紹介する。

# 2. モデルと実験

用いるモデルは MRI-ESM2.0 である<sup>[1]</sup>。大気モデルの 解像度は水平 TL159(約 120 km)、鉛直 80 層(上端は <sup>500-</sup> 0.01 hPa)で、エアロゾル過程、大気化学過程はそれぞ <sup>100</sup> れより粗い水平解像度で計算される。海洋モデルの水 平解像度は 1°×0.5°(赤道付近 0.3°)である。

産業革命前の条件で1000年以上のスピンアップを行った後、歴史実験 historical(1850-2014)に続けて各種シ ナリオ実験 scenario (2015-2100 等)を実施した。なお本 稿で示すのは大気二酸化炭素濃度駆動の実験結果であ る。

#### 3. 結果

図1は1850-2100年(将来は各シナリオ)での全球 平均地上気温の変化である。全球平均地上気温の再現 性はよく、21世紀後半はシナリオ依存性が大きい。図 2は最も昇温するシナリオ ssp585 での 21世紀末と現 在の気温・東西風速の子午面断面であり、熱帯対流圏 上層や夏極下層での昇温、成層圏での降温、対流圏ジ ェットの極側へのシフトなどの、温暖化で特徴とされ る現象は明瞭である。講演ではより進めた解析結果を 報告する予定である。



図1:全球地上気温の再現・将来予測結果。基準は産 業革命前で、右の数値は将来(2081-2100)の値。



図2:北半球冬期 (DJF) の温度(左)・東西風速(右) の子午面断面図。等値線は現在(1981-2010)、影は ssp585 シナリオによる将来(2071-2100) と現在との差。 参考文献

[1] Yukimoto S., et al., 2019, J. Meteor. Soc. Japan.

[2] Kawai H., et al. 2019, gmd.

-70-

# 新しい統合的推定指標で理解される亜熱帯海洋下層雲フィードバック

\*神代 剛<sup>1,2</sup>,川合秀明<sup>2</sup>,行本誠史<sup>2</sup>

1: 気象業務支援センター, 2: 気象研

## 1. はじめに

下層雲が気候変化に対してどのようにフィードバック するかは、将来気候予測の不確実性の最も大きな要因の 一つである.下層雲量を決める重要な気候要素として,境 界層上端の温度逆転強度が知られている. 推定逆転強度 (EIS) は, 700 hPa と地表との温位差にもとづいた温度 逆転強度の指標で,気候学的に下層雲量と強い正相関が あり、推定指標として広く用いられている. ところが近 年、温暖化時の下層雲量と EIS の変化の符号が一致しな いことが指摘され、大きな議論となっている. これに対 し, Kawai et al. (2017) は新しい下層雲量の指標として, 推定雲頂エントレインメント指標 (ECTEI) を提案して いる. ECTEI は, 雲頂エントレインメントの発生基準に もとづき,700 hPa と地表の比湿差を考慮に入れて EIS を改良した指標である.本研究では、第5次結合モデル相 互比較計画 (CMIP5) の amip (観測の海面水温を与え た歴史再現実験) および amip4K (海面水温を全球一様 に4K昇温させた amip) 実験を用いて, 亜熱帯海洋上にお ける下層雲量とこれらの指標の温暖化時の変化を調べた.

#### データと手法

8つの CMIP5 モデルの amip および amip4K 実験結 果を使用し, 1998年7月から2008年6月までの緯度40度以 内の領域を解析対象とした.下層雲量は, Koshiro et al. (2018) の手法に従い, 各モデルに組み込まれた国際衛星 雲気候計画(ISCCP)シミュレータの出力から導出した.

3. 結果

amip4K と amip の差から, ほとんどのモデルで, 温暖 化時に EIS が増加するにも関わらず, 下層雲量が減少し ていることが示された. 一方で ECTEI は減少し, 下層雲 量の変化と整合的である. 図1 に代表的な4つのモデルの 結果について示す. 海面付近での比湿は海面水温での飽 和比湿で主に決まり, その値は一般に自由対流圏での値 よりかなり大きいので, 海面水温が上がると境界層内外 の比湿差は大きくなり, 雲頂エントレインメントの発生 基準から, 下層雲量を減少させる方向に働くと考えられ る. 本結果は, この効果が温度逆転層強化による下層雲量 増加を上回って働くことを示唆しており, ECTEI が下層 雲量および下層雲フィードバックの決定要因を理解する のに非常に有用であることを示している.

講演では、amipFutute (海面水温を地理的分布を与え て全球平均で4K昇温させた amip) や、今夏より提供され 始めた CMIP6 の解析結果についても合わせて発表する.

#### 謝辞

本研究の一部は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム (領 域テーマC)の支援を受けた.

#### 参考文献

- 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.
- Koshiro, T., and Coauthors, 2018: Evaluation of relationships between subtropical marine low stratiform cloudiness and estimated inversion strength in CMIP5 models using the satellite simulator package COSP. SOLA, 14, 25–32.



-2 -1 0 1 2 [K]

図1 4つのCMIP5モデル (左から IPSL-CM5B-LR, HadGEM2-A, MPI-ESM-LR, CanAM4)の亜熱帯海洋上 における amip4K と amip の年平均気候値の差.上段:下層雲量 (%),中段: EIS (K),下段: ECTEI (K).

# 気候シナリオのストーリーライン構築のための積雪のモデル計算

佐藤尚毅 (東京学芸大学)

# 1 はじめに

近年では、気候変化シナリオを作成する際に、ストー リーラインとよばれる手法が用いられる.ストーリー ラインでは、干ばつや大雪のような、知りたいと考え ている要素(ターゲット)を、マルチモデル気候予測実 験によって得られた大規模場の変化に関連づけて説明 する.たとえば、本州の日本海側の積雪などは、気候モ デルで直接再現することが容易ではない.このような 場合、気候モデルがその地域に予想した気温や降水量 などの気象要素を積雪というターゲットに変換する手 法が必要である.本研究では気温や降水量などの限ら れた気象要素によって計算できる積雪モデルを作成し、 各気象要素の変動や、その原因となる大規模場の変動 が積雪に与える影響を評価することを目標とする.

# 2 積雪モデルの作成

マルチモデル気候予測実験の出力の利用を視野に入 れ、最小限の気象データによって計算できる鉛直1次 元の積雪モデルを作成する.現在気候での検証を行な いやすくするため、今回は、AMeDASで観測された降 水量、気温、風速の時別値を利用して積雪を計算する モデルを構築する.まず、気温データで雨雪の判定を し、降水量に応じた降雪を与える.鉛直方向には2cm 格子間隔で積雪の温度と密度を予報変数として計算す る.地表面熱フラックスは、雪面温度、気温などから、 相似則を用いて求める.地表面放射フラックスは、気 温などの観測データから推定し、また積雪内部での鉛 直熱伝導フラックスも計算して、積雪内部の温度変化 や融雪量を評価する.

# 3 計算結果

以下では、多雪地域で長期にわたって観測が行われ ている AMeDAS 観測点として湯沢(新潟県)を選び、 積雪のモデル計算を試みる.湯沢では積雪深の観測も 行なわれているので、モデルの検証に用いた.図1に 平均的な冬であった 2013/14 年冬季について計算した 結果を示す.積雪深の時間変化をよく再現しているこ とがわかる.降水量は変化せずに気温だけが上昇した と仮定した場合の積雪深(点線)に注目すると、1°Cか ら2°Cの気温の上昇によって最大積雪深や消雪日に劇 的な変化が引き起こされることが予想されていて、最 大積雪深は半分程度になり、消雪は半月程度早くなっ ている.他の年のデータを使った計算においても同様 の結果が得られた (図は省略).

標高の高い地域では大雪による災害が発生するリス クが高いが、一方で積雪は水資源として重要であり、 寡雪は干ばつを引き起こす可能性がある.そこで標高 1500mの地点での積雪深の季節変化を推定した.輪島 での高層気象観測の平年値を参考にして 0.6°C/100m の気温減率を仮定した.降水量に変動がないとしてい るが、それでも最大積雪深は大幅に増加している(図 2).積雪のある期間は11月中旬から5月下旬と計算さ れているが、この結果は標高1500m付近にあるライ ブカメラのデータと整合している(画像は省略).気温 を上昇させた場合の結果をみると、降水量に変動がな いのであれば、2,3°C程度気温が上昇しても、最大積 雪深にはほとんど影響しないことがわかる.春になっ てからの融雪は早くなるものの、消雪日の変化もそれ ほど大きくはない.

以上の計算は、温暖化しても降水量やその他の気象 要素は一定という仮定のもとで行なった.しかし一般 には、降水量も温暖化に伴う大規模場の変化と関連し て変動すると考えられる.マルチモデル気候予測実験 における大規模場の変動が気温や降水などの変化を通 して日本の積雪に与える影響を評価していきたい.



図 1: 2013/14 年冬の湯沢での積雪深の時間変化. 太い実 線は観測, 細い実線はモデルでの再現. 点線は気温を 1, 2, 3°C 上げたときの積雪深.



図 2: 2013/14 年冬の湯沢周辺の標高 1500 m での積雪深 の時間変化.実線はモデルによる推定.点線は気温を 1, 2, 3°C 上げたときの積雪深.

-72-

対流圏を通した成層圏 QB0 の冬季極渦への影響 \*山崎孝治(北大地球環境),中村哲(北大地球環境),浮田甚郎(新潟大自然科学), 星一平(新潟大自然科学)

#### 1. はじめに

冬季北半球成層圏の極渦は、赤道成層圏の準2年振動(Quasi-Biennial Oscillation; QBO)が東風位相のときに弱く西風位相のときに強い傾向にある. この関係はHolton-Tan(HT)[1]関係と呼ばれる. HT 関係の原因について下部成層圏の臨界緯度の効果や、上部成層圏の風など、いろいろな成層圏過程が考えられてきた. ここでは、成層圏を通した過程の他に、対流圏を通した過程があるという仮説を提示する.

# 2. データ, 解析方法, モデル

データは主に, 1979-2016年の ERAinterim 再解析デー タを使用した. QBO の位相は 50-hPa の赤道域(5N-5S) の冬(DJF)の西風成分から決定した. 風の絶対値が 3m/s 以下の場合や冬の間に風向が変化した場合を除外した. また,気象庁の定義による El Niño と La Niña を除外し た. 解析方法は QBO が東風位相(E-QBO)の7年と西風 位相の9年の差の合成図解析である.また,熱帯の対流 に伴う非断熱加熱に対する大気の線形応答を Linear Baroclinic Model (LBM)[2]で求めた.

### 3. 結果

QBO の位相で極渦に差がでるのは 11 月中旬から 1 月までの初冬であるので,極渦の偏差が生成される時 期として 11,12 月の2ヶ月平均の[E-QBO]-[W-QBO]の 解析結果を主に述べる. E-QBO のとき極渦が弱まるの は EP flux が高緯度でより上向きに伝播し西風を減速 するからである(図1). その時,上部対流圏で赤道域か ら中緯度域へ波がより伝播している(図1).

熱帯域に波の源があることを示唆するので、対流活動の指標として外向き赤外放射(OLR)の差を調べると (図略)、熱帯西太平洋でOLR が負、即ち、E-QBOのとき に対流活動が活発なことがわかった. E-QBOのときに 熱帯で150hPaより上層で寒冷化し、雲頂高度が高くな り対流活動が活発になるためと思われる. 元々対流活 動が活発で圏界面が低温である熱帯西太平洋で対流が 上層の寒冷化に敏感に反応すると考えられる.

熱帯西太平洋での対流加熱に対する大気の応答を LBM で求めると(図2a), その波成分は, 気候値の波成 分(図2b)と似ており,40°N以北での両者の空間相関 は 0.70 と高い.これは,熱帯西太平洋での対流加熱は 気候値の惑星波を強めることを意味する.このように E-QBOに伴う熱帯の対流偏差は中緯度の惑星波を強め, 波の上方伝播も強まる.そのため、E-QBOのときに北 極域成層圏の極渦が弱まり HT 関係が現れる一因であ ると考えられる.



**図1 E-QBO**と W-QBOの EP flux の差の合成図. 11-12 月平均. 密度で割った値.



図2 (a) 11 月の平均場で 150°E, 5°N を中心とした対流 加熱に対する 500hPa 高度の 30 日後の応答の帯状平均 からの偏差(波成分). (b) 11 月平均の気候値の 500hPa 高度の波成分. 両図とも負の領域に陰影.

参考文献

-73 -

- Holton, J. R., and H.-C. Tan, 1980, J. Atmos. Sci., 37, 2200-2208.
- [2] Watanabe, M., and M. Kimoto, 1999, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2247-2250.

# 北極-中緯度気候リンクの QBO 位相依存性と メカニズムの一考察

\*星一平 (新潟大学自然科学研究科),浮田甚郎·本田明治 (新潟大学理学部), 中村哲·山崎孝治 (北海道大学地球環境科学研究院)

# 1. はじめに

北極域における海氷域減少は、極渦の弱化とそのシ グナルの下方伝播という成層圏過程を通して、中緯度 域で寒冬を引き起こすことが議論されている(北極-中 緯度リンク)。我々は、Quasi-Biennial Oscillation (QBO) の位相によって、成層圏過程と北極-中緯度リンクに有 無が生じる事を示した(2019年度春季大会 B204)。QBO 西(東)風位相時は極渦は強(弱)い事から成層圏基本 場の重要性を考察したが、メカニズムは未解明であり、 本研究ではその調査を行なった。

## 2. 使用データ・解析手法

JRA-55 (Kobayashi et al., 2015) を用い 1979/80-2016/17 を解析した。QBO の位相は赤道域 (5°S-5°N) で領域平 均した 50hPa の東西平均東西風の冬季 (12~2 月) 平均 値が±3m/s を超えた年として分類した。ただし冬季の間 に東西風が反転する年は除外した。QBOW, E (西, 東風 位相) にはそれぞれ 22, 11 冬季が分類された。

バレンツ・カラ海 (30-90℃, 65-85°N) で12月の海氷 密接度を領域平均し、時系列を作成した。この時系列と 大気データの線形トレンドを除去した後に、QBOW 年、 QBOE 年それぞれで、大気場を海氷時系列に線形回帰 した。また、QBO 位相別に 20°N 以北の高度場に対し ての主成分分析を実施した。

#### 3. 結果と議論

QBOE 年では、少氷に伴うバレンツ・カラ海からの 定常ロスビー波応答が 12 月に見られた(図1左上)。 さらに惑星波上方伝播を強める事で、成層圏過程を通 した 1,2 月の北大西洋振動(NAO)負偏差と、ユーラシ アでの冬を通した低温偏差が見られた。QBOW 年にお いては、12 月に NAO 正偏差となり(図1左下)、晩冬 の応答も異なっていた。

そこで、12月において循環偏差が異なる要因を、 500hPa 面高度場における卓越モード(図1右)に着目 して調べた。第1モードはNAO的なパターンとなる事 が知られているが、それはQBOW 年のみでの特徴であ った。定常ロスビー波パターンは、QBOE 年の第2、3 モードに見られた一方、QBOW 年では見られなかった。 さらに、各主成分スコアと海氷時系列の相関係数を調 べると(各図右下の値)、QBOE では第3モード、QBOW では第1モードが海氷時系列と有意な相関を持ってい た。前者は大気応答、後者は海氷域減少を引き起こすパ ターンと対応する。以上の結果より、QBO 位相別の卓 越モードの違いに伴って、大気-海氷間の変動の因果関 係が異なっていた事が示唆される。

また QBOE 年における基本場の極渦は、QBOW 年に 比べて変動が弱いという特徴を持っていた。これが鉛 直結合を弱め、QBOE 年において対流圏で NAO 的なパ ターンが第1 モードに卓越しなかった一因であると考 えられる。この QBO と卓越モードの間の力学ブロセス に関しては、詳細の理解と検証が今後の課題である。

本研究では観測された北極-中緯度リンクの QBO 位 相依存性メカニズムについて、卓越モードを基に解釈 を試みた。上記プロセスで初冬の応答に有無が生じた 結果、冬を通した北極-中緯度リンクが異なったと考え られる。



図 1. (左) QBOE、 QBOW 年における 12 月Z500の海氷時系列へ の線形回帰図。38 年間 での-1 標準偏差に対す る値。線は90,95%で有 意な領域。(右) QBOE、 QBOW 年において 12 月Z500の20<sup>®</sup>N 以北に 計算したEOF 第1-3モ ード。各図の左下には 寄与率、右下には海氷 時系列との相関係数を 示す。

# QBOi 実験における Holton-Tan メカニズムの温暖化応答

直江寛明・吉田康平 (気象研)

#### 1. はじめに

赤道準二年周期変動 (QBO) は、温暖化する とその振幅が小さくなると考えられている。し かし、QBOの周期が伸びるかどうかについては、 まだコンセンサスがない。OBO が冬季北半球極 渦変動に影響を与える事 (Holton and Tan, 1980; 以下 HT) は、観測研究やモデル研究から確から しいとされている。しかし、HT が提唱したその メカニズム(QBOの位相が惑星波の導波管とし て働くかどうか)は未だ議論になっているし、 温暖化すると HT 関係や HT メカニズムがどう 変化するかについてまだ研究事例がほとんど ない。現実的な OBO を 3 次元気候モデルで再 現するためには未だに多くの困難があるため、 QBO を駆動する諸過程の改善を目的として QBO 国際相互比較 (QBOi: Butchart et al., 2018) が行われ、我々は気象研究所地球システムモデ ル MRI-ESM2.0 を用いて、QBOi で推奨された 実験を行った。本発表では実験結果と再解析 データを用いて、OBO が北半球冬季の成層圏中 高緯度循環に与える影響について温暖化する とどう変化するのかを解析したので報告する (Naoe and Yoshida 2019).

# 2. 方法

気象研で開発された地球システムモデル (MRI-ESM2.0, Yukimoto et al. 2019)を用いて海 面水温を与えて長期積分を行った。解像度は、 大気モデルが TL159L80、トップは 0.01hPa であ る。QBOi 実験は、現実的な外部境界条件を与 えた 1979-2009 年の過去再現実験 (Exp1)、現在 気候での気候値を年周期境界条件とした 30 年 の理想実験 (Exp2; 1xCO2)、それと Exp2 と CO2 濃度と SST だけが異なっている温暖化実験 (Exp3: 2xCO2, +2K SST; Exp4: 4xCO2, +4K SST) 等からなる。

# 3. 結果

QBO を再現できる多くのモデルは、非地形性 重力波 parameterization (NOGW) を採用してい るが、NOGW の設定によっては温暖化実験にお ける QBO の振幅や周期は大きく変化する (Shirber et al., 2015)。Richter et al. (2019) による と、QBOi 参加モデルでの NOGW 射出高度は 様々で、地表面(旧版の MRI-ESM2)から 90 hPa (AGCM3-CMAM)まである。QBOi 実験 では NOGW どの実験でも一定としているが、 NOGW によっては射出高度での浮力が変化す ると運動量フラックスが変化するため、実際の 温暖化実験では QBO 振幅が変化する。

季節内における極渦の強さ (西風: 60N, 10 hPa)の変化を図に示す。QBO が東風位相のと き極渦の西風は弱く、西風位相のときは極渦が 弱い。温暖化すると、その差は大きくなってい るようにみえる。



図. 西風 (60N, 10 hPa) の季節変化。Daily デー タ。赤色は熱帯下部成層圏 QBO が東風位相時 (<-0.7 σ)、青色は西風位相時(>0.7 σ)、灰色はそ の基準値以下。黒太線は気候値、赤 (青) 太線は、 QBO 東風 (西風) 位相の平均値。

## 参考文献

-75-

Naoe and Yoshida. 2019. QJRMS, accepted. Richter JH, 23 others. 2019. QJRMS, revised. Shirber et al. 2015. Clim. Dyn.

# 成層圏準2年周期振動と北半球夏季季節内振動との関係

原田やよい\*(気象研究所)

## 1. はじめに

北半球夏季季節内振動 (BSIS0) は, インド洋 から西部太平洋にかけての広範囲にわたる対流 活動活発域が30~90日の周期で北進する北半球 夏季特有の現象である(Yasunari, 1979; Wang et al., 2006). 一方, 熱帯成層圏では成層圏準2年 周期振動(QBO)が卓越しており、これまでQBOと熱 帯の対流活動との関係を指摘する先行研究が多 数ある. 例えば、QBO東風位相時に北半球冬季の マッデン・ジュリアン振動(MJO)の振幅が大きく なること(Yoo and Son, 2016)や,対流圏界面の 安定度が低くなる傾向があること(Nishimoto and Yoden, 2017)などが指摘されている. しかしなが ら、QBOとBSISOとの関係について着目した研究は これまであまり成されていない. そこで本研究で は、QBOとBSISOの振幅との関係や顕著なBSISO発 現時の熱帯対流圏界面付近の大気安定度に着目 した解析を実施する.

## 2. 使用データおよび手法

BSISOの振幅やphaseについては、Kikuchi et al. (2012)に基づいて作成・提供された BSISO 指数 を指標として用いる.同指数は観測データセット の 0LR daily CDR(NOAA)のみを使用しており、特 定の再解析データセットに依存していない.彼ら の定義では、phase3~5 において対流活動活発域 (対流活動不活発域)の北進が明瞭となっている.

大気循環場のデータとして気象庁 55 年長期 再解析 (JRA-55) を使用し, 統計解析の期間は 1979 ~2017 年とする. JRA-55 のモデル面解析 6 時間 値およびモデル面物理量平均 6 時間値に対して質 量重み付き等温位面上帯状平均 (Mass-weighted Isentropic zonal Mean, MIM) 法 (Iwasaki, 1989; Tanaka et al., 2004) を適用して帯状平均場を 作成する. s

また JRA-55 の日別値に対してランチョスフィ ルター (Duchon, 1979) を適用している. BSIS0 と同じ周期帯 (25~90 日)のものや,それよりも ゆっくりと変動する周期帯 (90 日以上または 180 日以上)を抽出した.

以上のようにして得られた大気循環場の変動 成分を ENSO 中立時に限定して,QBO 位相別の BSISO の規格化した振幅の出現頻度分の比較を行 ったほか,BSISO の振幅が顕著な場合(1.8σ以上, σは標準偏差)における,位相別の合成図解析を 実施した.

#### 3. 結果

BSISOの振幅が顕著な事例について同周期帯の 大気大循環場の変動に着目して合成図解析を行ったところ,BSISO活発位相の北進開始時 (phase2, phase3) には,180日ローパスフィルターを施し た熱帯域の成層圏20hPa付近の東風偏差や下部成 層圏の低温位偏差と統計的に有意な関係にある

-76-

ことが確認された(図1).

次にENSO中立時に限定して、20hPa東西風 (QB0-U20)を指標とし、サンプル数がおおよそ同 じになるようにQB0の位相を西風位相(NE\_WQB0), 弱い東風位相(NE\_EQB0-W)および強い東風位相 (NE\_EQB0-S)の3種類に分けて、位相別にBSIS0の 振幅の出現頻度分布を調べた結果、NE\_EQB0-S時 に、BSIS0の顕著な振幅の出現頻度が大きくなる 傾向が明瞭であり(図2)、限定的ではあるがQB0 がBSIS0変調の一因となりうると考えられる.

更に180日や90日のローパスフィルターを施し た100hPa気圧面温位偏差(K)や150hPa気圧面安定 度(N<sup>2</sup>)偏差の水平分布を調べたところ,BSISO活発 位相の北進開始時(phase3)後には,低温位偏差 の強化による対流圏上層の安定度の低下が,海洋 大陸付近から西部太平洋にかけて有意となって おり(図省略),対流圏上層の安定度を経由して, QBOによるBSISO変調が季節内振動よりも時間ス ケールの短い熱帯の対流活動に影響する可能性 を示唆している.



図1 BSIS0 phase3 (振幅1.8  $\sigma$  以上, ENS0中立時) における180日ローパスフィルターを施した(左) 東西風偏差(m s<sup>-1</sup>)および(右)温位(K)の緯度-高 度断面合成図. 図中の赤(青)線は,西(東)風 偏差をそれぞれ表す.また東西風偏差図中の濃い 桃色(水色)陰影は信頼度95%,薄い桃色(水色) 陰影は信頼度90%で統計的に有意なことを示す.



図2 QBO-U20の位相別にみたBSISOの振幅の規格 化した出現頻度分布図(ENSO中立時). 図中の水 色棒グラフはQBO-U20西風位相時の,黄色棒グラ フはQBO-U20弱東風位相時の,赤色棒はQBO-U20 強東風位相時の出現頻度分布をそれぞれ表す.

# 乾燥大気理想化実験におけるQBO的周期振動のモデル依存性(続報)

\*樫村博基 (神戸大/CPS), 八代尚 (環境研), 西澤誠也, 富田浩文 (R-CCS), 中島健介 (九州大), 石渡正樹 (北海道大), 高橋芳幸, 林祥介 (神戸大/CPS)

## 1. はじめに

赤道域成層圏の準2年周期振動 (QBO) は, 高解像 度の大気大循環モデル (GCM) で,「現実的に」再現さ れるようになってきている[1]. 一方, GCM力学コアの標 準実験として知られる Held & Suarez (1994; 以後 HS94) 実験でも,モデル上端を 0.1 hPaまで拡張する ことで, QBOに類似した振動現象 (以後, QBO的振動) が生じること、そのQBO的振動発生の有無や振動周期 が、力学コアの数値解法に顕著に依存することが報告 されている[2,3]. これらの事実は, QBOのメカニズムや GCMにおける再現性を考察する上で重要であるのみな らず、数値的手法の差異が大規模場に大きな影響を与 えうることを示しているという点でも非常に重要である. 我々は、伝統的な静力学スペクトルモデルである DCPAM[4]と非静力学の正二十面体格子モデル SCALE-GM[5](NICAM力学コアを基礎にしている) でも高高度HS94実験を実施し,前者ではQBO的振動 が生じなかったが、後者では生じたといったモデル依存 性を示してきた. さらにSCALE-GMでは,時間刻み幅 dtの大きさによってQBO的振動の有無やその周期が複 雑に変化することを報告してきた[6].

本発表では、SCALE-GMで見られたQBO的振動の 時間刻み幅依存性について,その原因を報告する.

# モデル・実験設定

SCALE-GMは非静力学の3次元運動方程式系を正 二十面体準一様格子上で差分法で解くモデルであり、 鉛直座標は z-座標である.時間積分は,水平は陽解法 で, 鉛直は陰解法で計算される. time-split法が用いら れ, 遅いモードに対しては2/3/4段のRunge-Kutta法 が, 速いモードに対してはforward-backward法が用 いられている[7].

HS94実験は、 $T_{eq} = \max\{200, [315 - (\Delta T)_v \sin^2 \phi\}$  $-(\Delta\theta)_z \log(p/p_0)^{\kappa} \cos^2 \phi](p/p_0)^{\kappa}$  (記号は標準的な意 味で使用) で与えられる基準温度場に基づくニュートン 加熱冷却で循環を駆動する、球面上の乾燥大気の理 想化実験である. 高高度HS94実験でも, 上式をそのま ま採用する. すなわち,約 100 hPaより上空の基準温度 場は 200 Kの等温場であり, 地球大気の成層圏を模擬 するわけではない.

本研究では、水平解像度は約 220 km, モデル上端 を高度 50 km, 鉛直解像度を 1 kmとし, 初期状態を 200 Kの等温静止大気とした. また高度 40 kmより上 空にスポンジ層を設置した、遅いモードの時間刻み幅 L-dtは20分から1.25分の間, 速いモードの時間刻み幅 S-dtはL-dtの1/2から1/6の値とした.

#### 時間刻み幅依存性とその原因 3

図(a,b)に赤道上空の東西平均東西風の時間発展の 様子を示す. L-dt = 10分 (S-dt = 100秒)の場合には 周期500日程度の振動現象が見られるが, L-dt = 5分 (S-dt = 50秒)の場合には振動は見られない.

解析の結果, このdt依存性をもたらす主な原因は, 強制(加熱冷却)の与え方と、それによって生じる偽の 音波であることが分かった. SCALE-GMでは, 強制と 力学の各過程が交互に計算され、各過程毎に予報変 数が更新されていた. すると, 強制過程による大規模な 温度変化によって, 圧力が変化し, 偽の音波が生じる. さらに、全球モデルの時間刻み幅は、音波の鉛直伝播 を表現するにはまったく不十分なので、正しく計算され ず, 鉛直流に人工的なバイアスを載せてしまっていた. そして、このバイアスは温度変化の大きさ(∞L-dt)と陰 解法の時間刻み幅(S-dt)の両方に依存する.

この問題は、強制過程で計算される予報変数の変化 率を,力学過程で加えることで回避できる[8].そのよう にして計算した場合の、東西平均東西風の振る舞いを 図(c,d)に示す.両者とも8年程度の長周期の振動が現 れており,ほぼ同様の解が得られている.



謝辞:本研究は文部科学省ポスト「京」萌芽的課題3「太陽系外惑星(第二の地 球)の誕生と太陽系内惑星環境変動の解明」の一環として実施しました. 参考文献 1] Kawatani *et al.*, 2009, *JGR*, **114**, D01102.

- [2] Yao & Jablonowski, 2013, GRL, 40, 3772-3776.
- Yao & Jablonowski, 2015, JAS, 72(6), 2201-2226. [3] [4] [5]
- DCPAM, https://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/ (2019/7/4)
- SCALE, http://r-ccs-climate.riken.jp/scale/ (2019/7/4) 樫村他, 2017, 日本気象学会2017年度秋季大会, A404.
- [6]
- [7] Tomita & Satoh, 2004, *Fluid Dyn. Res.*, **34** (6), 357–400. [8] Nishizawa *et al.*, 2015, *GMD*, **8**, 3393–3419.

# 成層圏におけるプラネタリー波束の下方伝播の統計解析(II)

松山裕矢(九大院理)、廣岡俊彦(九大院理)

# 1. 序論

松山・廣岡(2019 年春季気象学会)は、Wave Activity Flux(Plumb, 1985;以下WAF)を使用して、 冬季北半球 30hPa における下方伝播が現れやすい 経度領域とその時の背景場の卓越波数や高気圧の位 置の関係を示した。また、空間フィルタを用いるこ とで、局所的な下方伝播の表現には、小さい波数だ けでなく大きい波数の寄与も重要であることを統計 的に示した。一方、下方伝播が生じる背景場となる 要因や、対流圏への影響の解析などの課題があった。 そこで、本研究では、下方伝播発生時の波の非定常 な振る舞いを解析し、下方伝播が生起する要因のさ らなる解明や対流圏への影響の統計的評価を目的と する。

# 2. 解析手法

使用したデータは、JRA55 再解析データ (Kobayashi et al., 2015)であり、6時間毎のデータ を日平均して用いた。北半球冬季に着目するために 解析期間は 1958 年-2016 年の 11 月-3 月とし、波 束の伝播を表す指標として WAF を用いた。

強い下方伝播事例を抽出する条件は松山・廣岡 (2019 年春季気象学会)と同様とした。本研究におい ても、経度領域⑦(90W-45W)で発生した 218 事例と 経度領域②(45E-90E)の 29 事例を解析に用いた。各 事例について、45 度ずつ区切った 8 つの経度領域で 経度平均した WAF の緯度成分(*F<sub>y</sub>*)と鉛直成分(*F<sub>z</sub>*)を 用いて以下の式のように発散を計算し、下方伝播の 極大日を基準とする合成図解析を行った。

$$DWAF = \frac{1}{e^{-z/H}cos\phi} \left( \frac{\partial F_y}{\partial y} + \frac{\partial F_z}{\partial z} \right)$$

### 3. 結果

経度領域⑦の事例のラグコンポジット解析の結果 を経度高度断面図に示す。この事例では、東西波数 1の卓越によって、アリューシャン高気圧が発達し ており、その西側(90E-135E 平均)において強い収束 が見られる。また、下方伝播が生起している経度領 域(90W-45W)では、500hPa-200hPa 付近において 収束のピークが見られる。

経度領域②の事例の図は省略するが、波数2の卓 越によって、本初子午線付近に高気圧が発達し、経 度領域⑦の事例の結果と同様に、その高気圧の西側 での波の強い収束や、下方伝播と同じ経度領域での 対流圏における収束が見られた。

また、今回抽出した下方伝播の事例日における 500hPa 面での循環に着目すると、下方伝播と同じ 経度領域において、低気圧が冬季気候値より強く発 達している様子が見られた。

# 4. 考察、まとめ

強い下方伝播事例について波束の発散・収束を解 析した結果、下方伝播の西に存在する高気圧の西側 で強い収束が起きていた。この収束が高気圧の強化 や位相の高度に伴う東傾化に寄与し、下方伝播が発 生している可能性がある。

下方伝播が生じた結果、中部対流圏では波束の収 束が起きている様子が見られ、この収束が、対流圏 の循環に影響を及ぼしたものと考えられる。



図:経度領域⑦の事例コンポジットの下方伝播生起 2日前についての、90E-135E、90W-45W で経度平 均した緯度高度断面図。WAF(m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>)の y、z 成分を ベクトルで、ジオポテンシャルハイト(m)の帯状平 均からの偏差を等値線で、DWAF(ms<sup>-1</sup>day<sup>-1</sup>)を陰影 で表す。単位ベクトルは、 $F_y = 5.0 \times 10^{-2}$ m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>、 $F_z =$ 2.5×10<sup>-4</sup>m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup> で、100hPa より低い高度では規格 化している。DWAF は元の値を 10<sup>2</sup>倍している。

# 新たな3次元残差流を用いた成層圏子午面循環構造の気候学的解析

\*松下優樹、高麗正史(東大院理)、木下武也(JAMSTEC)、佐藤薫(東大院理)

#### 1. はじめに

成層圏の子午面循環は波強制によって駆動されてい る。この循環の2次元断面は変形オイラー平均(TEM) 系を用いて詳細に調べられてきているが、3次元構造に ついてはほとんど未解明である。これは、3次元 TEM 系における時間平均鉛直流には停滞性惑星波に伴う温 位面の歪みに伴う成分が含まれるなど、2次元 TEM 系 とは記述される流れの性質が異なるため、解釈が難し いからである。これに対し近年、温位面の歪みによる 寄与を除去できる新たな3次元残差流が導出されてい る(Kinoshita and Sato, 2017, Kinoshita et al., 2019)。本研 究では、この新たな残差流を用い、成層圏子午面循環 の経度構造について調べることにした。

## 2. 使用データ

MERRA-2 再解析データを使用した。データは3時間 間隔の瞬間値。解析期間は1981~2017年の37年間。 各年3ヶ月毎に残差流の平均を計算し、そのクライマ トロジーを作成した。

#### 3. 結果

図1に12~2月(DJF)の1.0 hPaにおける非断熱加 熱率、図2(左)に準地衡方程式(QG)系での3次元 残差鉛直流、図2(中)にプリミティブ方程式系での3 次元残差鉛直流を示す。加熱率と残差鉛直流の水平構 造はおおまかに一致しており、冬半球の90°~60°Nに 下降流域が、30°N~60°Sに上昇流域が存在する。冬半 球の60°~30°Nにおいては上昇流域と下降流域の両方 がみられ、東西非一様な構造である。この上昇流域は、 プリミティブ方程式系の残差流(および加熱率)では 経度180°を中心として存在している。一方で、QG系 残差流では経度90°W付近を中心に存在している。こ の上昇流分布の違いは、QG系とプリミティブ方程式系 で非地衡流成分の扱いが異なることで生じたものであ ると考えられる。

図2(左)、(中)の残差鉛直流水平断面では、緯度0° ~60°Sにかけて東西波数8の構造が見られる。これは、 使用したデータが3時間間隔の瞬間値であるために生 じた太陽同期潮汐のシグナルであると考えられる。そ こで、鉛直流の東西平均からの偏差場に対して、経度 を地方時に変換し、データを地方時・緯度断面上で平 均する事によって潮汐成分を気候学的に求めた。この 潮汐成分を各時刻のデータから除去して計算したプリ ミティブ系の残差平均鉛直流を図2(右)に示す。図2 (右)では夏半球0°~60°Sの波数8構造が取り除かれ、 加熱率との対応がより明瞭となった。

 $6\sim8$  (JJA) 月についても同様の解析を行った(図省略)。まず、DJF と同様、冬半球高緯度に下降流域、夏 半球に上昇流域が見られた。次に、JJA の  $30^{\circ}\sim60^{\circ}$ S に は、DJF の  $60^{\circ}\sim30^{\circ}$ N で見られたような上昇流域は見 られなかったものの、 $70^{\circ}W\sim0^{\circ}$ に下降流の極大が存在 し、東西非一様な構造が見られた。

#### 4. まとめ

MERRA-2 を用いて残差流を計算し、成層圏子午面循 環の気候学的な経度構造を調べた。今後は、停滞性惑 星波と非定常波のそれぞれの寄与、水平風成分を含む3 次元残差流の水平構造、浅い循環と深い循環の違いな どについて解析を進める予定である。



図1:1981~2017年における DJF の非断熱加熱率の 1.0 hPa 水平断面図。



図2:図1と同じ。ただし、QG系の残差鉛直流(左)、プリミティブ系の残差鉛直流(中)、 潮汐成分を取り除いたプリテミィブ系の残差鉛直流(右)。

# 南半球における最終昇温の年々変動とその対流圏との関係

\*平野創一朗 • 高麗正史 • 佐藤薫 (東大院理)

# <u>1. はじめに</u>

極域成層圏では、冬から夏へと季節が移行する時 に最終昇温が起こり、極渦が消滅する。前回の発表 では、南半球成層圏における最終昇温日の年々変動 を、波活動の観点から調べた結果を示した。特に、 振幅が南半球成層圏で最も大きく、冬の終わりから 春にかけて最大となる東西波数1の準停滞波 (quasi-stationary waves with zonal wavenumber 1; 以 下、s = 1 QSWs) に着目したところ、最終昇温が 早い年(以下、早い年と呼ぶ)に、s=1 QSW の 振幅が成層圏と対流圏で大きいことがわかった。ま た、Eliassen-Palm flux (以下、E-P flux) の差を調べ たところ、対流圏から成層圏にかけて上向き E-P flux が、早い年の方が大きかった。これらの事実は、 成層圏におけるs=1 QSW の振幅の差の起源が対 流圏にあることを示唆する。本発表では、早い年に 対流圏のs = 1 QSW の振幅が大きい要因を述べる。

# <u>2. データ</u>

解析には、再解析データ (MERRA-2) を用いた。 水平方向のデータ間隔は 1.25°、鉛直方向には 0.1 から 1000 hPa まで 42 層。時間間隔は 3 時間。解析 期間は 1980 年から 2017 年までの 38 年間。

#### <u>3. 最終昇温日の定義</u>

10 hPa、60°S における東西平均東西風が東風にな り、その東風が秋まで続く日を最終昇温日と定義し た。最終昇温が早い年(12年分)と遅い年(13年 分。以下、遅い年と呼ぶ)の違いを調べることによ り、最終昇温日の年々変動を調べる (Hirano et al. 2016)。

# <u>4. 結果</u>

南半球春季における対流圏高緯度のs = 1 QSW の起源は低緯度にあることが示唆されている (Quintanar and Mechoso 1995)。したがって、対流圏 低緯度の Rossby wave source (以下、RWS) と背景風 に着目する。RWS は $-\nabla \cdot (\zeta v_{\chi})$ と表わされる。ここ にζは絶対渦度、 $v_{\chi}$ は発散風の水平成分である。ま た、8/16~9/15 及び 10/16~11/15 に対流圏高緯度のs =1 QSW に有意な振幅の差が見られたことから、低 緯度から高緯度までのロスビー波の伝播時間を考 慮して、本研究では、8/1~9/15 (以下、期間 1) 及 び 10/1~11/15 (以下、期間 2)の期間における解析 を行った。以下では、期間 2 の結果を主に示す。

低緯度の RWS 及び背景風には、早い年と遅い年 で有意な差が見られる(図1)。90°E から 90°W に かけて、寒帯前線ジェットは早い年の方が弱く、亜 熱帯ジェットの南側で有意な正の東西風の差が存 在する(図1b)。そこで、線形・定常の順圧渦度方 程式(Watanabe 2004)を用いて、低緯度のRWS及 び背景風に対する応答を計算し、東西波数1成分を 取り出した。まず、背景風の影響を調べるために、 RWS を気候値に固定し、早い年と遅い年の背景風 を与えた時の応答の差を調べた。応答の差の東西波 数1成分と、MERRA-2におけるs = 1の定在波の差 は、高緯度での経度構造が類似しており、振幅は同 程度であることがわかった(図2)。次に、強制の 影響を調べるために、背景風を気候値に固定し、早 い年と遅い年のRWSを与えて応答の差を調べた。 応答の東西波数1成分の高緯度での差はほとんど なかった。

以上のことから、期間 2 において、早い年にs = 1QSW の振幅が大きい原因は主に背景風の違いによると考えられる。一方、期間 1 では、低緯度の RWS の差が主にs = 1 QSW の振幅の違いに寄与する可能性がある。



図 2: 期間 2 における、(a) MERRA-2 から得られた 300 hPa におけるジオポテンシャルハイトの東西波数 1 成分の、最終昇温が早い年と遅い年の差、及び(b) 早い 年の背景風とクライマトロジカルな RWS に対する応 答と、遅い年の背景風とクライマトロジカルな RWS に 対する応答の差の東西波数 1 成分。(a)では、信頼水準 95%で有意な箇所を色で示した。

南極域におけるオゾン全量変動と力学場の関係について

-81-

\*劉 光宇・廣岡 俊彦 (九大院・理)・江口 菜穂 (九大・応力研)

#### はじめに

前回の発表(2018年度秋季大会 C211)では、21世紀 において南極オゾンホールが最小規模となった2012年 と2017年の力学場を解析し、大規模波動が引き起こす 子午面循環により、小規模な南極オゾンホールがもた らされる可能性を検討した。その結果、2012年と2017 年の冬季は大規模波動の活動度が平年より高く、強化 された残差平均子午面循環に伴うオゾン輸送により高 濃度のオゾン体積混合比域が生じ、それがオゾンホー ルの弱化に対応することを示すことができた。一方で、 オゾン全量の変動に対する、オゾンの渦輸送量を含め た定量的解析の必要性も指摘した。そこで今回は、オゾ ン体積混合比から計算したオゾン全量データを用い、 残差平均子午面循環によるオゾン輸送、及び大規模波 動によるオゾンの渦輸送を考慮した定量的解析を行う。

## 使用データと解析手法

使用したオゾンデータは、アメリカ航空宇宙局 (NASA) 作成の、Aura 衛星搭載の MLS に基づくオゾン体積混合 比データである。力学場データは、気象庁 55 年長期再 解析 (JRA-55) データの日平均値を使用した。解析期間 は 2005 年から 2017 年の 13 年間である。

MLS オゾン体積混合比を鉛直積分し、MLS データ高度 (261hPa~0.02hPa)のオゾン全量データ(以下、単にオ ゾン全量と表す)に換算した。力学場の解析は変形オイ ラー平均(TEM)方程式系(Andrews 他 1987)を用いて行っ た。

# 結果

図1上は、2012年の8月から10月の期間について、 南緯60度から80度で緯度平均したオゾン全量の時間 変動を示す。図1下は、上図と同じ期間において、南緯 30度から90度で平均した、100hPaにおけるEPフラッ クス鉛直成分の時間変動を示す。2012年の値、解析期 間中の気候値、標準偏差は、それぞれ細線、太線、点線 で示す。この図より、2012 年 8 月から 10 月までの期間 の高緯度オゾン全量の時間変動は、大規模波動活動の 時間変動とよく対応していることがわかる。2017 年に ついても同様の解析を行い、この年も冬季高緯度にお けるオゾン全量の時間変動が大規模波動の変動によく 対応していることがわかった(図は省略)。

発表では、オゾンの残差平均子午面循環による輸送 量と大規模波動による渦輸送量に基づき、両者の寄与 の割合とオゾン全量変動についての定量的議論を行う。



図1(上)2012年8月から10月、南緯60~80 度、オゾン全量の時間変動の図。(下)同期間の 南緯30~90度、100hPaにおけるEPフラックス 鉛直成分(細線)の時間変動の図。解析期間の 気候値は太線、標準偏差は点線で示す。

# 北極域の 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

対流圏界面は、対流圏と成層圏の境界であり、通常、 気温減率で定義される(Lapse-Rate Tropopause; LRT)。 北極域の東西平均 LRT 高度は、冬と夏に高く、春と 秋に低くなることが知られている(Highwood et al. 2000; Zaengel and Hoinka, 2001)。このような半年周期 の変動は、他の緯度帯では見られない(図1)。LRT 高 度の季節変化の要因として、成層圏循環などが指摘 されているが、なぜ1年間に2つの極大(極小)が現 れるのかは分かっていない。本研究では、筆者たちが 最近導出した LRT 高度の傾向方程式(Kohma and Sato, in revision, JAS)を用いて、北極域のLRT 高度の 季節サイクルを引き起こす要因を定量化した。

# 2. LRT 高度の傾向方程式・データ

東西平均 LRT 高度 *z*<sub>TP</sub> 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、

 $\partial \bar{z}_{\mathrm{TP}} / \partial t = -[\bar{\theta}_t]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}} / [\bar{\theta}_z]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}} \cdots (1)$ 

=  $[\bar{v}^* \bar{\theta}_y + \bar{w}^* \bar{\theta}_z + \bar{G} + \bar{Q}_{SW} + \bar{Q}_{LW} + \bar{Q}_{Latent}]_T^s / [\bar{\theta}_z]_T^s$ が得られる。ここで、斜体の添字は変数での偏微分を 表し、また、 $[f(z)]_T^s \equiv f(\bar{z}_{TP} + 0) - f(\bar{z}_{TP} - 0)$ で、 LRT の上下間の差を表す。最右辺の分子の各項は、 残差平均南北流 ( $\bar{v}^*$ )、残差平均鉛直流 ( $\bar{w}^*$ )、波の非 定常性、短波放射、長波放射、潜熱による加熱率を表 す。今回の解析では、 $[f(z)]_T^s \approx f(\bar{z}_{TP} + 1.5 \text{ km}) - f(\bar{z}_{TP} - 1 \text{ km})$ と近似した。解析には 1979 ~ 2018 年 の JRA-55 を用いた。カレンダー日ごとに平均し、60 日以上の周期を持つ成分を気候値として定義した。 以下では、70° ~ 90°N で緯度重み付け平均した  $\bar{z}_{TP}$ の気候値についての結果を示す。



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 500 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妥当であり、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。
図 2b に力学的加熱による *z*<sub>TP</sub> の変化率を示す。

ここでは、季節変化への寄与を調べるために、年平均 からの偏差を示す。力学的加熱の季節変化は、2~5月 に $\bar{z}_{TP}$ を低下させる傾向、7~12月に上昇させる傾 向を持つことが分かった。前者は、 $\bar{w}^*$ の季節変化に より説明され、後者は、波の非定常性の効果や $\bar{v}^*$ の 季節変化と対応している。つまり、 $\bar{z}_{TP}$ の冬の極大と 春の極小は、力学的加熱で説明される。

図 2c に非断熱過程による寄与を示す。非断熱過程 の季節変化は、3~6月に $\bar{z}_{TP}$ を上昇させる傾向、 8~1月に弱いながら低下させる傾向を持つ。つまり、 非断熱過程により、 $\bar{z}_{TP}$ の夏の極大と秋の極小が説 明される。この季節変化の多くは短波・長波放射に起 因する一方で、7月の $\bar{z}_{TP}$ の上昇傾向には、潜熱加 熱による寄与も無視できない。



図 2:70°~90°N の気候値。(a)  $\partial \bar{z}_{TP}/\partial t$  (実線)、式 (1) による推定 (破線)。(b) 力学的加熱に伴う  $\bar{z}_{TP}$ の変化率。力学的加熱全体 (実線)、 $\bar{w}^* \theta_z$  (破線)、  $\bar{v}^* \theta_y$  (点線)、波の非定常性 (一点鎖線)。(c) 非断 熱過程に伴う  $\bar{z}_{TP}$  の変化率。非断熱加熱全体 (実 線)、 $\bar{Q}_{SW}$  (破線)、 $\bar{Q}_{LW}$  (点線)、 $\bar{Q}_{Latent}$  (一点鎖線)。

#### 4. まとめ

LRT 高度の傾向方程式に基づき、北極域東西平均 LRT 高度の半年周期変動の要因を調べた。冬から春 の変動はラグランジュ流と波の非定常性の季節変化 で、夏から秋の変動は長波・短波放射の季節変化で、 それぞれ説明されることが明らかとなった。

# Brewer-Dobson循環のクライマトロジーと重力波の役割

佐藤 薫、平野創一朗(東大院理)

# 1. はじめに

Brewer-Dobson 循環は大規模な流れによる輸送過程 とロスビー波の砕波によって生じる乱流に伴う混合過程 にわけられるが、本研究では、特に重要な輸送部分に着 目し、各気象機関によってデータ同化の手法により作成 され、様々な気候解析に用いられている4種類の大気再 解析データセット(MERRA-2, MERRA, JRA-55, ERA-Interim)を用いて解析した。先行研究において、Brewer-Dobson 循環の駆動に対する重力波の寄与はパラメタリ ゼーション法で計算される値を用いて解析されることが 多かったが、著者を含む国際重力波研究チームの研究 により、重力波パラメタリゼーションは現実を必ずしも正し く表現していないことが分かっている(Geller 他, JC 2013)。そこで、本研究では、重力波による循環への寄与 を診断的に評価する新たな方法を考案し、それを用いる ことにした。まず気候場を求め、各季節での循環の駆動 過程に関する考察を行った。また、これまで調べられて いない上部成層圏や下部中間圏も含めて解析した。

## 2. 推定手法

本研究では、変形オイラー平均系を用い、再解析デ ータで解像される波をロスビー波、解像されない波 を重力波として解析した(記号はAndrews 他, 1987を 参照のこと)。Brewer-Dobson循環の輸送部分は残差平 均流 ( $\overline{v}^*, \overline{w}^*$ ) で記述される。その流線関数Ψは定義式 通り計算した $\overline{w}^*$ を緯度積分して求める。例えば、北半 球については、 $\Psi(\phi) = -\int_{\phi}^{\frac{\pi}{2}} \overline{w}^* d\phi'$ となる。一方、重 力波の寄与は、東西運動方程式(角運動量保存の式) から(a)式によりお釣りとして求められる。

$$\Psi_{\rm GW}(\phi, z) = \Psi(\phi, z) - \Psi_{\rm RW}(\phi, z) - \Psi_{\rm dU}(\phi, z) \quad (a)$$
$$\ell^{\infty} \left[\nabla \cdot \boldsymbol{F}\right]$$

$$\Psi_{\rm RW}(\phi, z) \equiv -\int_{z} \left[\frac{\sqrt{1}}{a\hat{f}}\right]_{\overline{m}} d\zeta$$
$$\Psi_{\rm dU/dt}(\phi, z) \equiv \cos\phi \int_{z}^{\infty} \left[\frac{\rho_{0}}{\hat{f}}\frac{\partial\overline{u}}{\partial t}\right]_{\overline{m}} d\zeta$$

# 3. 結果

年平均場としては赤道対称で、赤道から両極に向かう 循環がみられる(図1)。従来この循環はロスビー波によ るものと考えられてきたが、重力波の寄与も大きく、特に、 低緯度域での赤道向き循環成分、高緯度の極向き循環 成分を担うことが分かる。これは Brewer-Dobson 循環が 上向きから下向きに変わる緯度(TL)の位置を決めると 共に、循環の高緯度への広がりをもたらしている。TL で のΨの値は、理論的に対流圏と成層圏の物質交換の強 さを表すため、重力波は極めて重要であることがわかる。 秋半球と春半球の循環(以下秋循環、春循環と呼ぶ)は、 年平均と同様赤道対称な循環になると考えられていたが、 秋循環のほうが春循環より強く広いこともわかった。その 非対称性は、ロスビー波、重力波による大循環の駆動に 加えて、太陽放射によって春半球から秋半球に向かう地 球規模の大循環が駆動されるためと解釈できる。これに よって、夏半球の東風ジェット、冬半球の西風ジェットの 形成も説明される。また、ロスビー波、重力波とも、その 活動は両半球で 3~5 月よりも 9~11 月に大きくなるとい う結果も得られた。今後、観測データを用いてこれを確 認する予定である。さらに、(a)式で求めた重力波の寄与 と、パラメタリゼーションで表現される重力波の寄与を比 較し、パラメタリゼーションの問題点を考察した(図2)。現 在のパラメタリゼーションでは、低緯度で赤道向き循環を もたらす東向き重力波が弱いこと、また、6~8 月にかけ て、南緯 60 度付近の重力波のもたらす減速が弱すぎる ことが明らかとなった。後者は、重力波解像 GCM による 研究で示した極夜ジェットへの重力波の集中(Sato 他, GRL 2009)がパラメタリゼーションでは表現されていない ことを示唆しており、それはインクリメントにも表れている。

なお、本研究は下記に論文出版済みである。 Sato and Hirano, 2019: Atmos. Chem, Phys., **19**, 4517-4539. https://doi.org/10.5194/acp-19-4517-2019



現される重力波の寄与、同化インクリメント。

-83 -

# 高解像度大気大循環モデルを用いた冬季高緯度中層大気重力波の研究 \*奥井晴香,佐藤薫 (東大院理),渡辺真吾 (JAMSTEC)

# 1. はじめに

冬季の南極上空の風・温度擾乱の時間高度断面図に おいて、高度 30~60 km 付近に逆「く」の字状のパタ ーン= "fishbone"構造がしばしば現れることが、重力 波解像モデル実験から指摘されている[1]。先行研究で は、この現象を、「く」の字の中心高度に強い山岳波の 砕波に伴う波強制が与えられ、2 次的に重力波が上下に 放射されるためと説明している。しかし、冬の極域成層 圏には強い西風の極夜ジェットが卓越しており、山岳 波の砕波や減衰は起こりにくい状況と考えられる。本 研究では、高解像度大気大循環モデル JAGUAR (Japanese Atmospheric General circulation model for Upper Atmosphere Research) による 2018 年 12 月の再現実験の データを用いて、冬の北極域における重力波の特徴を 解析した。

# 2. 研究手法・データ

解析に用いたのは、Koshin 他 (投稿準備中) による 4d-LETKF で作成した全球解析値に高解像度 JAGUAR

を徐々にナッジングさせたあとフリーラ ンを行って得た出力データ。出力時間間 隔は1時間(時間平均値)。解像度は T639L340(水平解像度約20km、鉛直解像 度約300m)[2]。東西・時間平均からの偏 差にカットオフ16時間のハイパスフィ ルターをかけて取り出した成分を重力波 として解析した。

## 3. 結果

まず、東西風u'、南北風v'、鉛直風w'、 温度T'の重力波の時間高度断面図を調べ た。60°N, 30°E におけるv'の時間高度断 面図を図 1a に示す。位相上向き及び下向 き擾乱が混在しており、明瞭な fishbone 構造は見られない。次に、これを 2 次元 フーリエ解析により上向き ( $c_z > 0$ )及 び下向き位相速度 ( $c_z < 0$ )成分に分け た (図 1b)。 $c_z < 0$ 成分の振幅のほうが大 きいが、30~60 km の高度領域において、  $c_z > 0$ 成分の振幅も大きいことがわかる。 さらに、東向き運動量フラックスの鉛直 収束を計算した (図 1c)。高度約 65 km で負の極大 (負の波強制) が見られる。60°N において、高度約 65 km は強い東風鉛直シアーの上端域にあたる (図 1d)。したがって、この負の波強制は山岳波などの重力波の砕波・減衰に伴うものと考えられる。高度 65 km 以下での $c_z > 0$ の波 (図 1b) が、この波強制により 2 次放射された重力波ならば、そのエネルギーフラックスは下向きのはずである。図 1e に $\overline{\phi'w'}$ を示す ( $\phi'$ は重力波のジオポテンシャル成分)。高度 30~60 km において $c_z > 0$ 成分に伴う $\overline{\phi'w'}$ は正、すなわちエネルギーフラックスは上向きである。以上のことから、 $c_z > 0$ 及び $c_z < 0$ 成分共に下方で励起されたものであり、位相速度が上向きなのは強い西風により Doppler シフトを受けた結果と考えられる。

# 4. 参考文献

- Vadas, S. L., & Becker, E, (2018): J. Geophys. Res. Atmos., 123, 9326–9369.
- [2] Watanabe, S., (2014): Annual Report of the Earth Simulator Center April 2013 - March 2014, 115-118



 $c_z > 0$  (左)・ $c_z < 0$ 成分 (右)の時間高度断面図。時刻はUTC。また、 同期間において東西・時間平均した、60°N における c) $\rho_0 \overline{u'w'}$  (実 線)、 $-\rho_0^{-1}(d\rho_0 \overline{u'w'}/dz)$  (破線)、d)平均東西風、および e)  $c_z > 0$ (赤実線)・ $c_z < 0$ 成分 (青実線)についての $\overline{\phi'w'}$ の鉛直プロファイル。

# 重力波解像全大気モデルによる成層圏界面上昇イベントの予測実験

\*野口峻佑<sup>1</sup>,渡邊真吾<sup>1</sup>,小新大<sup>2</sup>,佐藤薫<sup>2</sup>

(1: 海洋研究開発機構, 2: 東京大学大学院理学系研究科)

# 1. はじめに

成層圏界面上昇 (ES) イベントは、大規模な成層圏突 然昇温 (SSW) に伴って降下・消失した成層圏界面が,直 後に平時よりも高い高度で再形成される現象である.中 間圏-下部熱圏 (MLT) 領域からのオゾン破壊物質の下方 輸送と密接に関わるこの現象の再現は、その駆動要因の 解明のみならず、気候影響評価の観点からも重要である. しかしながら、上端高度が 80 km を超える気候モデル は少なく、また、MLT 領域を解像するモデルにおいても その再現性は低い.特に、重力波パラメタリゼーション (GWP) に関して大きな不確実性が指摘されている.そこ で本研究では、地表から上空 150 km までの全中層大気を 含んだ高度領域を対象とする全球気候モデル JAGUAR を用いて、重力波解像設定での SSW-ES イベントの予測 実験を行うことで、その再現性に関わる課題を調べた.

# 2. 実験設定

過去最大級の SSW (2009 年 1 月下旬の事例) を対象 に,解像度 T639L340 (dz = 300 m)の JAGUAR による 30 日積分を実施した.ここでは,重力波を陽的に取り扱 うために GWP は用いず,時間刻み幅 30 秒の設定を採用 した.SSW 生起前後の 4 日 (1 月 15, 20, 25, 30 日)を初 期日とし,解像度 T42L124 (GWP 使用設定)のデータ同 化システム (JAGUAR-LETKF) によって作成された解析 場への,各初期日の前日から 24 時間のナッジング併用積 分を実施することで初期値化を行っている.また,比較の ため,解像度 T42L124 の設定でも,同じ初期日からの 30 日積分を実施した.

# 3. 結果

北極域温度の T639L340 での予測結果 (図 1) より, SSW の生起を捕捉できた 1 月 20 日以降開始の予測で, 2 月上旬の ES を表現できていることがわかる.また,形成 される ES の構造は,初期日が進むにつれて,鉛直に薄く かつ高高度に留まるようなっている.これは極域での温 度ピークを形成する残差下降流(図 2a)の構造が,より局 所的になっていることを意味し,その大きさもより現実 的になっているものと考えられる.それに対し,T42L124 での予測では,同様の初期日依存性は存在するが,形成さ れる ES の構造は鉛直に厚く,またその直上でより強い 冷却傾向がみられた(図略).実際,T42L124 での予測に おける ES 形成期の残差下降流は T639L340 の約 2 倍も の値を示し,しかも高度 100 km 付近で急激に上昇流へ と転じていた(図 2b).

この下方輸送の質的違いにも繋がる大きな差異は, MLT 領域での波強制の差異と整合的である. T42L124 では、この領域での西風加減速に非地形性 GWP が支配 的な役割を果たすが、高度 60 km より上で西風減速が過 剰であり、特に高緯度の 100 km 付近において T639L340 ではみられなかった減速ピークがみられる (図 3). 今後、 このような作用を生み出した GWP の設計・パラメータ や、基本場構造に関わる他のパラメータ (e.g. 上空におけ る運動量の拡散)の妥当性に関して、詳細な検討を行って いく必要がある.

FCST by JAGUAR T639L340: 240 [K] contour of T (70-90N)



図1: 北極域(北緯70度以北の領域平均)温度の時間高度断面. 各初期日からの予測結果に対して,平滑化(48時間移動平均) 処理を施した場について240Kの等温線(それ以上は陰影)を 示す.初期日が進むに従い淡色から濃色となるよう線色を設定.



図 2: 北極域での残差鉛直流の鉛直プロファイル.2月上旬(1日から10日)における期間平均.(a) T639L340での予測結果. (b) T42L124での予測結果. 横軸のスケールが(a)の2倍となっている点に注意.初期日毎の線色は図1と同じ.



図 3: 波による帯状平均東西風加速の緯度高度断面.1月30日 からの予測結果の,2月上旬(1日から10日)における期間平 均.(a) T639L340での E-P フラックス収束発散.(b) T42L124 での E-P フラックス収束発散と GWP(地形性 + 非地形性)に よる加速との和.等値線で非地形性 GWP による加速を表示.

中層大気のデータ同化におけるフィルタリング \*小新大、佐藤薫、高麗正史(東大院理)、渡辺真吾(JAMSTEC)、宮崎和幸(NASA JPL)

#### 1. はじめに

逐次データ同化により得られる解析値は、力学的な 整合性を保証していないため、必ずしも初期値として 適した場だとは限らない。天気予報において重要だと いわれている初期値化などのフィルタリングについて は、中層大気を対象とするデータ同化でもいくつかの 試みが存在する。例えば成層圏を含んだ長期再解析デ ータセット MERRA-2 では、Incremental Analysis Update (IAU [1]) によるフィルタリングを採用している。本研 究では、現在開発中の中層大気を対象とするデータ同 化システムに IAU を組み込み、同化に由来する非現実 的な高波数の成分が緩和されるかどうかを検証する。

### 2. データ同化手法

予報モデルには Japanese Atmospheric GCM for Upper Atmospheric Research (JAGUAR [2]) を使用した。モデル トップは約 160 km ( $\Delta z \approx 1$ km) で、水平解像度は約 300 km (T42) とした。同化に用いたデータには NCEP 提供 の観測データセット PREPBUFR (地上から成層圏まで) と、Aura 衛星搭載の Microwave Limb Sounder (MLS) の 気温リトリーバル (高度約 10~100km) を用いた。デー タ同化手法には 4 次元局所アンサンブル変換カルマン フィルタ (4D-LETKF [3]) を用いた。対象期間は 2017 年 1~2 月である。

#### 3. 結果

図1に2017年1月20日00UTCの0.1 hPa面でのジ オポテンシャル高度の東西平均からの偏差を示す。 IAUを用いない結果では、フリーランには見られてい ない高波数成分が目立つ。IAUを用いるとこの高波数 成分の振幅は減少し、MERRA-2とよく似た場となった。 図2に、北緯40度でのジオポテンシャル高度の東西波 数スペクトルを示す。 IAUを用いない場合には千 km スケール成分の振幅が MERRA-2と比べて大きいが、 IAUを用いた結果では減少し、MERRA-2とほぼ同じ大 きさになった。また、MLS 観測値と6時間予報値との 差(OmF)は上部成層圏から中部中間圏にかけて約3 割減少していた(図3)。

#### 4. まとめと今後の課題

以上のように、IAU を用いることで同化により加わ る高波数成分を緩和することができた。しかしながら、 下部熱圏では潮汐の振幅が弱い傾向がみられた。この 原因として、予報モデルそのものでも潮汐の振幅が弱 い傾向がみられたため、よりよい解析値を得るために 予報モデルの性能向上にも取り組む。



図1 2017 年 1 月 20 日 00UTC の 0.1hPa 面でのジオポ テンシャル高度の東西平均からの偏差。(a) フリーラン、 (b) IAU なし、(c) IAU あり、(d) MERRA-2 再解析値。



-86-

図2 北緯40度でのジオポテン シャル高度の東西波数パワース ペクトル。左から100hPa、1hPa、 0.01hPa の結果で10hPa 以外は 右に10倍ずつずらしている。青 線はIAU なし、赤線はIAU あ り、黒線はMERRA-2 再解析値。 (2017/1/15-25 の平均)

図3 MLS 観測値と6時間予 報値との差(OmF)。赤線は IAU ありの場合、黒線は IAU なしの場合。 (2017/1/12-2/20の平均)

[1] Bloom, S. C., et al. (Mon. Wea. Rev, 1996)

[2] Watanabe, S., S. Miyahara (J. Geophys. Res., 2009)

[3] Miyoshi, T., S. Yamane (Mon. Wea. Rev., 2007)

# 「逃げ水・浮き島・蜃気楼」現象の定量的統一的解析

Ħ

ф

Kiyoshi Nakata ( NO affiliation )

潔(一般)

## 1. はじめに

下方蜃気楼の一種である「逃げ水」や「浮き島」 を、空気中での光の屈折と全反射により生じる物 理現象と捉え、その発生メカニズムと蜃気楼像の 構造を、観測と初等数学を用いた理論に基づいて 解析した。

## 2. 「逃げ水」現象の観測

真夏の炎天下、アスファルト道路に出現した「逃 げ水」像を観測して得られた主な特性は次のよう なものである。

- (ア)路面上の水溜まりには、それより遠方の物 体の倒立像が映り込んでいる。
- (イ)観測者が動かなければ、水溜まりの位置は 移動せず、物体が動くと映り込んでいる物体 の映像が水溜まりの中で鏡像のように移動 する。
- (ウ)水溜まり面は必ずしも一続きではなく、間 に何層かの路面が挟み込まれた横縞模様に なっている場合が多い。
- (エ)水溜まりの位置は、気温30℃以上では約
   150m~200m、気温20℃では約40
   0m~500m前方に出現する。
- (オ)気温と路面温度が一定の場合、視点を低く して見るほど、水溜まり面は近くに出現し、 かつ広く見える。
- 3. 光路図による「逃げ水」の定量的解析

この現象の発生メカニズムを明らかにするため に、まず、空気の絶対屈折率を気温の関数として 正確に表した上で、物体から射出された光が観測 者に届くまでの光路軌跡を逐次的に求める表計算 プログラムを作成した。これをグラフ化して光路 図(図1)として表した。この図を解析すること で、気温分布が大きく変化する大気中では、物体 の1点から射出された光は複数の曲線光路で観測 点に入ることが示された。更に、逃げ水現象の発 生メカニズムと気温分布の関係、及びその出現位 置や広がりや大きさなどの特性を定量的に解析し 説明することが可能になった。

# 4. 「浮き島・蜃気楼」現象への応用

高度50m程度までの地表大気の気温分布を適切に想定さえできれば、「浮き島」現象を示す光路 図や富山湾などで観測される「上方蜃気楼」現象 を示す光路図(図2)も、「逃げ水」現象と同じプ ログラムを用いて描くことができ、それらの現象 の特性を定量的に予測できることが示せた。また、 逆にこれらの現象の特性を詳しく観測することに より、地表大気の温度分布についての情報を得る ことができるので、局所的な大気の状態把握につ ながるものと考えられる。



図1 「逃げ水」現象の光路



図2 「上方蜃気楼」現象の光路 参考文献

[1]EMAN の物理学・電磁気学・物質中の光速, https://eman-physics.net/electromag/matter.html,

(2018/10 閲覧)

# 魚津の上位蜃気楼観測時におけるUAVによる大気温度観測 \*佐藤真樹(魚津埋没林博物館/富山大学院理工), 青木一真(富山大学院理工)

# 1. はじめに

光の屈折によって普段の景色が変わって見える物理 現象が蜃気楼である [1]. 富山県魚津市の上位蜃気楼時 の沿岸の温度の鉛直分布の調査から,高度約 10m程度 のところにある逆転層の影響がみられた[2]. しかし, 海洋上の逆転層形成に関わる気温や風については諸説 ある[3]. また、無人航空機(UAV)による蜃気楼の温度 分布の調査は北海道斜里町で行われ,放射冷却時の逆 転層による蜃気楼の観測例が報告[4] [5]された.本研究 では、魚津での上位蜃気楼に関わる陸上及び海洋上の 温度等の分布を UAV によって観測(図 1) することで, その構造をさらに理解することを目的とする.

#### 2. UAV 観測概要

UAV (Phantom3:DJI) に,温度ロガー (LR5011: HIOKI) と応答時間20秒の温度センサ(LR9631:HIOKI) を取り付けた.温度センサには日よけを取り付け,ま た UAV からの風や熱の影響を避けるため,先行例[6] にならいプロペラ先から24cm 離した場所に設置した.

UAV による温度観測は、河口では地上から 5m から 50m は 5m 間隔で、50m から 140m までは 10m 間隔で 観測を行った.500m 海上では 5m から 50m まで、1000m 海上では 5m から 30m まで 5m 間隔で観測した.それ ぞれの高度で 30 秒間ホバリングさせ、安定した温度と ホバリング平均高度を観測値とした.観測場所は蜃気 楼を定常観測している魚津埋没林博物館と、蜃気楼と なる対象物(富山火力発電所)の間にある早月川河口 および河口海上約 500m と約 1000mである(図 1).観 測は、2019 年 6 月 25 日と 26 日に行った.

#### 3. 結果および考察

6月25日は14時頃まで富山火力発電所の下位蜃気楼 を観測したが、観測時は普段の景色となり上位蜃気楼 を観測出来なかった.一方6月26日は14時20分頃か ら18時30分頃まで富山火力発電所の上位蜃気楼を確 認した.

上位蜃気楼を観測していない6月25日には、沿岸では 0.2℃以下のゆらぎはあるが高度ともに気温の低下を確認した.500m海上では約7mで急激に気温の高い層があった(図2).

上位蜃気楼が観測された6月26日には沿岸の観測の 高度8mから19mで+0.3℃とわずかな温度上昇がある がセンサとロガーの精度(±0.5℃)未満で誤差程度である.しかし,河口での地上付近での逆転層は,同様な別の調査日の6月18日と21日の上位蜃気楼時に明瞭に観測した.500m海上,1000m海上の観測ではそれぞれ高度8mから12mにかけ1.7℃,高度7mから13mにかけ1.3℃の温度の上昇を確認した.また,蜃気楼観測時は河口・海上ともに高度約25m以上では、26℃後半から27℃と同じような気温となっていた.

さらに UAV の傾きから換算した風向風速によると6月26日の海上では高度とともに北北東から北東の風となっていた.



図1 UAV 観測位置と埋没林博物館,蜃気楼となる 対象物(▲:早月川河口,●:河口から 500m 海上,×:河口から 1000m 海上,M:埋没林博物館,m:富山火力発電所).



図2 魚津における蜃気楼の有無と温度の鉛直分布

## 4. まとめ

本研究では、UAV 観測によって蜃気楼観測時に海上 の逆転層を確認した。調査事例では海上下層の冷たい 空気は海上由来と考えるが、今後、観測データを増や し検討を進める.

参考文献

-88 -

[1]小口ら, 1992,太陽からの贈りもの
[2]木下ら, 2002,天気,49,57-66
[3]中川,2009,天気,55,49-53
[4]石原ら,2018,雪氷,80,213-226
[5]佐藤ら,2019,蜃気楼協議会講演要旨,16,21-22
[6]吉﨑ら,2019,地球環境研究,21,125-132
謝辞本研究は,富山県博物館協議会の助成を受けた.

# 植生の表面温度形成要因に関する検討

\*菅原広史(防衛大学校地球海洋学科)

## 1. はじめに

すでに世界人口の約半分は都市で生活しており、都 市温暖化の緩和・適応は喫緊の課題である。夏季日中に おける都市暑熱環境の適応策として緑化があり、特に 街路樹等が作る緑陰は、その中に居る人の体感温度を 低下させることができる<sup>[1]</sup>。

日陰を作るという点では街路樹も人工的な日除け (例えばテント)も同じである。しかしながら、人工日 除けはそれ自体が高温となるため、赤外放射が街路樹 よりも大きい。したがって、人工日除けよりは街路樹が 体感温度低下には効果的である。

では、植生の表面温度が人工物よりも低温になるの は何故であろうか?一般には植生の蒸発散が原因であ るとされる。しかしながら、葉と人工物では乱流熱輸送 係数(伝熱工学でいう対流熱伝達率)αも異なる。これ は両者の間でサイズが異なるためである。

熱輸送係数を無次元化したヌッセルト数Nuはレイ ノルズ数Reに依存する。

$$Nu = cRe^m \tag{1}$$

したがって、

$$\alpha \propto L^{m-1} \tag{2}$$

ここで L は物体のサイズ、m は物体の形状に依存して 0.5~0.8 の値をとるパラメータである。一般に葉はセ ンチメートルオーダーであるのに対して人工物はメー トルオーダーであるため、熱輸送係数は葉の方が 2~10 倍大きく、その分、表面温度は低い<sup>[2]</sup>。

そこで本報告では、葉表面が低温である原因として、 蒸発散とサイズ(熱輸送係数)のどちらがより効いてい るのかを検討した。

## 2. 植生のボーエン比と熱輸送係数の計測

蒸発散と熱輸送係数について現実的な値を得るため、 植生キャノピーにおける計測値を使用した。計測は都 市緑地である国立科学博物館附属自然教育園(目黒区) の樹林(樹高約12m)で夏季に行ったものである。比 較的密な樹林キャノピー上で乱流計測および放射計測 を行い、顕熱・潜熱フラックス(*H*, *IE*)と樹冠部の表 面温度(*T*<sub>s</sub>)を計測した。計測値からボーエン比 *B* と 熱輸送係数αを求めた。

$$\alpha = \frac{H}{T_s - T_a} \tag{3}$$

-89-

ここで  $T_a$ は樹冠上 8 m での気温とした。以下では計測 結果をもとに夏季の代表的な値として、B=0.2、  $\alpha=0.05$  m/s を用いることにする。

# 表面温度の比較

植生と比較する人工物としてテントを考える。テントのスケールを数mとすると、熱輸送係数は0.01 m/s 程度となる。蒸発散の有無(B=0.2、∞)と熱輸送係数 の違い(α=0.01,0.05 m/s)の組み合わせで4通りの状態を想定する。入力放射量(正味短波プラス入力長波)が1212 Wm<sup>2</sup>の場合の表面温度を求めると図1となった。仮想的な状態(蒸発のあるテントと蒸発のない葉)の計算結果から、現実の葉が低温なのは蒸発の効果が 9.0℃、熱輸送係数の効果が7.3℃であることがわかる。 蒸発散とサイズ(熱輸送係数)はいずれも同程度の影響 を持つことが明らかとなった。なお、蒸発と熱輸送係数 の効果を合計しても現実的な温度差38℃にならないの は、両者が、相乗的かつ非線形的に表面温度に影響する からである。



図1 植生とテントの表面温度の比較。 参考文献

[1] ヒートアイランド対策大綱,2013

[2] Sakai, S., et al., 2012. Energy Build. 55 : 28-34.

# 都市キャノピー層内における温熱環境の形成と土地被覆形態の関係性 - 複雑地形を有する熊本市街地を対象として-

## <sup>\*</sup>重田祥範・酒匂恵美(公立鳥取環境大学)

## 1. はじめに

都市域における温熱環境は、天候の変化や海陸風 などの熱的局地循環の影響を強く受け、時々刻々と変 化している.特に都市キャノピー層内の大気は不均一 であり、複雑な幾何特性となっている.さらに、人間活動 による人工排熱等も加わる影響で、その場の気温形成 過程は大変複雑になり解釈が困難である.

本研究では複雑地形を有する熊本市街地を対象として、細密な気象要素の測定を長期的かつ連続的におこない温熱環境の形成と土地被覆形態の関係性を明らかにする.

熊本市の気候を把握するため、気象台で記録されて いる気温について簡易的に比較した.比較対象地域と しては、人口がほぼ同一である岡山市、西日本で最大 の都市である大阪市、さらに九州最大の福岡市とした. 使用したデータは、気象庁 HP に公開されている各対 象地域の気象台で得られた値である.気温に関する統 計項目を把握するため、夏日、真夏日、猛暑日、熱帯 夜日、冬日が記録された日数を2012~2016年の5年 間で算出した(第1表).その結果、熊本市の夏日日数 は、5年平均で155日であった.これは、4都市の中で 最多である.一方、冬日日数は、福岡市と比較すると明 らかに熊本市が多かった.熱帯夜日数に関しては、 2016年以外は4都市の中で最も少なかった.

#### 2. 研究概要

熊本市は、面積約 390km<sup>2</sup>,人口 738,907人(2019 年6月1日時点)の政令指定都市である。南西部は有 明海に面しているが、市街地は盆地地形に位置してい る。先に述べたように、熊本市の気候は、夏に蒸し暑く、 冬の寒さは比較的厳しいという特徴がある。中心部は、 商店街や繁華街などが栄えており、白川や坪井川とい った河川も存在している。街の西側には石神山や花岡 山などの山々があり、一番高い山で標高約 660m の金 峰山がそびえたっている。一方、街の中には、面積が約 0.50km<sup>2</sup>の大規模緑地(熊本城公園)が存在している。

本研究では都市内に位置し,起伏の激しい 緑地として知られる熊本城公園(高低差約 28m)およびその周辺市街地を対象に年間を 通じた地上気象観測を多地点で実施する.こ の気象観測をおこなうことにより,都市キャノピ 一層内における温熱環境の形成と土地被覆 形態の関係性を明らかにする.さらに,温熱指 標の1つである湿球黒球温度(Wet-bulb Globe Temperature;WBGT)を用いて複雑 地形内での温熱指標の比較を試みる. WBGT は,人体の熱収支に影響の大きい気 温,湿度,輻射熱,気流の4 要素を考慮した

第1表 各都市の冬日,熱帯夜日数(2012~2016年)

項目		冬日(日)				熱帯夜(日)			
地点		熊本	大阪	福岡	岡山	熊本	大阪	福岡	岡山
年度	2012	37	8	5	34	35	43	46	47
	2013	14	9	2	31	43	47	57	39
	2014	25	4	0	19	16	29	26	25
	2015	21	0	2	15	12	25	21	16
	2016	19	3	2	24	42	47	47	20

値であり,環境省や厚生労働省など公的機関でも熱中 症における予防対策として使用されている実用性のあ る数値である.

測定する気象要素は、気温、相対湿度、大気圧、黒 球温度の4項目とした.測定期間は、2016年12月~ 2017年1月までである.観測には、温湿度センサ(TR-3110;T&D社)と黒球温度の測定で使用するセンサ (TR-5106;T&D社)を用いた.サンプリング間隔は、黒 球温度は5分、そのほかの気象項目は10分とした.観 測地点は、熊本城公園内に11地点、周辺市街地に15 地点の計26地点である.土地被覆形態別での面積率 を第1図に示す.

#### 3 結果

-90 -

#### 3.1 周辺環境が与える気温への影響

日最高気温および日最低気温の決定には、天空率と 緑被率どちらが寄与しているのかを明らかにするため、 相関分析をおこなった.その結果、日最高気温と天空 率とのあいだに、相関は認められなかった.しかしなが ら、暖候期の日最高気温と緑被率とのあいだには、負 の相関が認められた(最大 *r*=-0.68).

#### 3.2 温熱指標からみた都市構造の複雑さ

各地点でWBGTを比較した結果,最大 3.0℃差が認められた.これは,日常生活における熱中症予防指針を基準とした場合,危険性のレベルが1段階異なる.特記すべき特徴としては,必ずしも緑被率が高い地点でWBGTが低いとは限らなかった.



<sup>※</sup>多田楽空・重田祥範(公立鳥取環境大学)

### 1. はじめに

山陰地方は北側に日本海,南側に中国山地をかか える東西に延びた地形を有している.冬季には,それに 直交するように北西からの季節風が吹走し,その季節 風によって日本海から積乱雲が流れ込み降水量が多く なることで知られている.一方,季節風とは異なる南寄り の強い風が中国山地を超えて吹走する報告もある.長 谷川ほか(2010)は,数値シミュレーションの結果から, 鳥取県東部の千代川下流および県中部の天神川下流 それぞれの平野部において25Kt(約13m/s)以上の南 寄りの強風が発生するとしている.ほかにも,山陰地方 東部では中国山地がもたらす"おろし風"の発生も指摘 されている(たとえば,鳥取地方気象台, 2018).

一方,気象庁が管理・運営する鳥取県内の気象観測 所のうち,風向風速を観測している地点は鳥取地方気 象台をはじめ,地域気象観測システム(いわゆるアメダ ス)などを含めると計 10 地点である. そのうち 8 地点は 標高 20m 以下の沿岸部に位置しており,内陸部 に限 っては,智頭と茶屋の2 地点のみであるため,風につい ては十分な観測体制・知見が得られているとは言い難 い.

そこで本研究では、自治体が運営する気象観測所の データを用いて風速を階級別に分類し、山陰地方東部 における強風の出現頻度および強風出現時の気圧配 置パターンについて把握する.そのうえで、突風率の時 空間的特徴について明らかにする.

#### 2. 研究手法

本研究では、山陰地方東部の普遍的な強風傾向を 明らかにするため、風況データに局所的な地形の影響 を与えると予想される地点を省く必要がある.そこで、解 析対象地点は、標高 100m 以下の平野部に位置する 気象観測所とした.その結果、鳥取県内に位置する地 方気象台(鳥取)、特別地域気象観測所(米子、境)、ア メダスなど計8地点が該当した.解析する気象データは、 10分毎に記録された2009年1月1日~2018年12 月31日の10年間分(3652日)である.解析対象日は. 日最大瞬間風速を階級別に区分し、15.0m/s 以上、 20.0m/s以上、25.0m/s以上の日数を算出した.対象8 地点における25m/sを記録した風向とその回数を第1 図に示す.ここでは、8地点中1地点以上で25m/s以 上を記録した日を"強風発生日"と定義して解析していく ことにする.

#### 3. 強風発生日の特徴

解析の結果,10年間での強風発生日は59日間存 在した.地点ごとに見た場合,鳥取から塩津においては, 180±22.5°の範囲で強風出現頻度が最も高かった.

-91 -

その一方で,境は北東方向,岩井は北西方向の出現 頻度が高い傾向であった.強風発生日を記録した最多 月は青谷を除いて4月あるいは10月に限られていた.

次に、風向別突風率の季節変化について、これまでの記録とそれを踏まえた傾向を見るため、最大瞬間風速を記録した風向別に、季節ごとの突風率をスカラー平均とベクトル平均の2つを用いて求めた.とりわけ春季(3~5月)は、どちらの手法を用いても157.5~180°の範囲で1.7以上の突風率がすべての地点において出現していた.これは、春一番に代表される中国山地を超えて南から吹く強風を顕著に表していると考えられる.

ここで, 強風発生日における気圧配置パターンについて, 広範囲で強風を記録した事例を見てみることにする.8地点のうち4地点以上で強風を観測した事例は9 事例ある.そのうち北東系は2事例あり, 南西系は7事 例であった.南西系は日本海低気圧のように低気圧が 山陰地方の北方にあり, 気圧傾度の平均値は4.38 (hPa / 100km)であった.また, それらの事例はすべて 強風吹走前後で寒冷前線が通過しているのも興味深い. また, 南西系のうち5事例が春季に集中していた.一方, 北東系は低気圧通過後の吹き返しの風であると考えら れる.観測地点間における時空間的な変化については 会場でご報告したい.



第1図 各地点における 25m/s 以上の観測風向とその 事例数(2009 年~2018 年の 10 年間)

# 立正大学・熊谷キャンパスのドップラーライダー観測による

# ストリーク構造の環境場調査

\*矢野雄大 (立正大・院) ・渡来靖 (立正大)

# 1. <u>はじめに</u>

風観測においてドップラーライダー(DL)は数 10 m~数 km 遠方の風をリモートで観測することが可能である. 大気 境界層は一つの観測対象であり, その中の対流・乱流は, 運 動量・熱・物質輸送を直接的に担っているため, その特性を 把握することは重要である(小田ほか 2011).

立正大学・熊谷キャンパスの DL システムを用いた研究 では、風向に沿って強風と弱風が交互に並んだ筋状構造(ス トリーク構造)が観測された(高咲ほか 2016).また、西盛 (2017)では、風速の鉛直シアの存在によってストリーク構 造が発生する可能性があると示唆された.矢野(2018)では、 ストリーク構造は夕方の時間帯に比較的多く観測され、観 測される際の風向は南西と北西方向の時に頻度が高かった. 一方、八木ほか(2014)では、DL 画像の目視分類を行い、

ストリーク構造は季節問わず発生しやすいことが分かった. しかしながら, DL を用いた大気境界層やストリーク構造 の観測は少なく,また、ストリーク構造発生に伴う時空間 的特徴に関する研究も少ない.

本研究では、立正大学・熊谷キャンパスにおいてみられ るストリーク構造に関して、DLと地上気象観測データを用 いて時空間的特徴を調べ、ストリーク発生時における大気 境界層内の大気環境場の特徴について明らかにすることを 目的とする.

# **2**. <u>方法</u>

解析対象期間は,2015年6~7月,11~12月と2016年 1~7月までの11か月間である.

八木ほか(2014)を参考に、DL(海抜高度 95 m)で観測され た水平画像データを目視分類し、主風向に沿って視線方向 の風速分布が筋状となっているものをストリークとした.

地上気象観測データとして, 熊谷キャンパス内の気象観 測露場(海抜高度 55 m)と熊谷地方気象台(海抜高度 30 m)の 気温,風向・風速データを使用した.

#### 3. 南東方向ストリークの季節別の風速の時系列

矢野(2018)では、春季から夏季にかけて南東方向のスト リークの観測頻度が増加したことがわかった.この南東方 向のストリーク事例について、露場の風向・風速データを もとに季節別に風速と発生時刻との関係を調べた(図1).南 東方向のストリークが観測された春季と夏季に関してみる と、昼前後からストリークが観測され始め、夕方から夜の 初めにかけて観測されていた.また、風速は観測され始め る昼ごろはおよそ 2.5 ms<sup>-1</sup>であり、観測されにくくなる夜 間にかけてはおよそ 0.5 ms<sup>-1</sup>と、時間とともに弱化してい った.これは、夜間の接地逆転層が成長することにより、上 空の強い水平風が移流されなくなったことによるものと考 えられる.

一方,風向に関して,熊谷のある埼玉県では6~8月は, 風向は日変化し南東から東よりの風が吹くとされている. この日変化として,海陸風を挙げており,海風によって,南 東から東よりの風となるとされている(埼玉気象情報サイ ト).このことから,昼前後から,夕方・夜の初めにかけて 南東方向のストリークが観測される要因の1つとして,海 風の影響が考えられる.

# 4. 南東方向のストリークと海風日の比較

ストリークの発生と海風との関係を調べるために、まず 海風事例を抽出した.寝占ほか (2015)を参考に、気象庁の 気象データをもとに①日照時間7時間以上、②日最大風速 観測時の風向が東から南、③昼(0600~1800)において降水 量0.5mm未満により熊谷で観測される海風日を定義した. これをもとに、事例を抽出し、南東方向のストリーク事例 との比較を行い海風の影響の有無を調査した.

表1に南東方向のストリークと海風日に関して発生・未 発生がそれぞれ対応した日数をまとめたものを示す.対象 期間において海風日は69日であり,南東方向のストリーク 発生日は111日であった.そのうち,海風日とストリーク 発生日が対応した日数は50日であった.海風日に占める割 合は72.5%であったことから,海風が侵入する際には多く の場合ストリークを伴うことが示唆される.一方,ストリ ーク発生日に占める海風日の割合は45.0%であったことか ら,南東方向のストリークのうち海風によるものは半数近 くを占めていることがわかった.

また,海風日とストリーク発生日の対応日における風速 を,アメダスデータをもとに調査したところ,ストリーク 発生時における平均風速はおよそ 4.3 m s<sup>-1</sup>であった.

今後は、ストリーク未発生時と風速を比較し特徴を探る. また、ストリークの別の発生要因や、海風日との異なる点 は何なのかなど、未解明な点が多く残されており、今後も 解析を続けていく.



- 図 1: 気象観測露場における南東方向のストリーク発生時の(a)春 季,(b)夏季の風速と発生時刻との関係.
- 表1:南東方向のストリークと海風日に関して発生・未発生がそれ ぞれ対応した日数

	海風		
		発生	未発生
南東方向の	発生	50	61
ストリーク	未発生	19	

-92-

# ライダーによる大気境界層高度推定法の比較

\*阿保 真, 柴田 泰邦, 長澤 親生(首都大学東京システムデザイン研究科) \*Makoto Abo, Yasukuni Shibata, Chikao Nagasawa (Tokyo Metropolitan University)

大気境界層は晴天時の昼間は主に対流混合層の発達 が顕著であるが、夜間は残留層や安定境界層などが生 成され、その構造は複雑となる。混合層高度を求める 方法としてはラジオゾンデのデータから温位を求める 方法が用いられているが、ラジオゾンデの時間間隔が 長いため、詳細に時間変化の把握には、ミーライダー により観測されたエアロゾル濃度分布から混合層高度 を推定する手法が提案されている。

我々は下部対流圏における鉛直 CO<sub>2</sub> 濃度分布を連続 観測するため、波長 1.6μmの差分吸収ライダー (DIAL) を開発した[1,2]。さらに温度測定用の波長を追加した 3 波長 1.6μm DIAL システムを開発し、首都大学東京 日野キャンパス (東京都日野市)において、CO<sub>2</sub>混合比、 温度プロファイル並びにエアロゾル濃度分布の同時連 続観測を行っており[3]、境界層内の CO2 とエアロゾル の振る舞いの違いについて議論した[4]。今回は、ライ ダーにより観測された温度プロファイルから求めた温 位プロファイルとエアロゾル濃度プロファイルからそ れぞれ境界層高度を推定し、その比較を行った。

CO<sub>2</sub>-DIAL から得られた温度プロファイルから温位プ ロファイルを求め、温位微分が 0.6K/50m を越える高 度を混合層高度とした。DIAL の off 波長信号からは相 対的なエアロゾル濃度分布が得られる。このデータ X

(距離2乗補正した受信光強度)を高度(R)ごとの濃 度で規格化した濃度勾配(Normalized Concentration Gradient; NCG)

$$NCG = -\frac{1}{X(R_i)} \times \frac{X(R_{i+1}) - X(R_{i-1})}{R_{i+1} - R_{i-1}}$$

を用いて、40 m以上に渡って NCG の値が 20%/100m を 越えているか、それに準じている場合、これをエアロ ゾル層上端とみなし、NCG が極大を与える高度を混合層 層高度とした。エアロゾルの測定は、CO<sub>2</sub>-DIAL(波長 1572nm)及びマイクロパルスライダー(波長 830nm)の データを用いた。

図1に 2019/4/20 にライダーにより観測された距離 二乗補正信号(1572nm、830nm)の時間高度断面図及び上 記方法で推定した混合層高度を示す。

測定法により境界層高度やその変動の様相が異なる ことが分かる。また、エアロゾル濃度から推定した混 合層高度は波長によっても異なる事が分かる。 参考文献

- Y. Shibata, et al., Appl. Opt., 56, 1194-1201, 2017.
- [2] Y. Shibata, et al., Sensors 18, 4064, 2018.
- [3] 阿保他, 気象学会 2018 年度秋季大会, B466, 2018.
- [4] 阿保他, 気象学会 2019 年度春季大会, D206, 2019.



図 1 ライダーにより観測された距離二乗補正信号 (1572nm、830nm)の時間高度断面図及び推定した混合層 高度(2019/4/20)

# MYNN モデルにおける接地境界層での特徴的長さの検討

\* 北村 祐二<sup>1,2</sup>, 西澤 誠也<sup>1,3</sup>, 西本 秀祐<sup>2</sup>

1. 気象研究所, 2. 気象庁予報部数値予報課,

3. 理化学研究所計算科学研究センター

# 1.序

大気境界層の乱流輸送モデルとして広く用いられてい る MYNN モデル (Nakanishi and Niino 2009) は, 接地境 界層での特徴的長さとして大気の安定度に依存した定式 化を提案している. この定式化は LES の計算結果からの 解析に基づいている (Nakanishi 2001) ものの、不安定の 場合には、推定された特徴的長さは個々の実験結果間で のばらつきが大きく,経験式を定めるのが困難な解析結 果となっている.一方で,MYNN モデルを用いて得ら れる不安定時の温位プロファイルは, Monin-Obukhov の相似則の普遍関数としてよく知られた関数形 (例えば Businger 1971 など) と比べて, 接地層での鉛直勾配が 著しく小さくなることが分かっている (Nishizawa and Kitamura 2018). 鉛直熱フラックスは温位勾配と渦熱拡 散係数の比で表されることから、この結果は接地層で与 えられている混合距離が過大であることを示唆してい る. Nakanishi (2001) では個々のモデル定数の値と独立 に特徴的長さの推定を行なっているが、モデル定数の値 を既知とすることを前提とすれば異なる推定法を採用す ることも可能である.本講演では、不安定な大気境界層 の LES を実施し、そのデータから接地境界層での特徴的 長さを推定した結果について報告する.

## 2. 解析の概要

接地境界層での特徴的長さを推定するにあたり, Nakanishi (2001) は以下の関係を利用した:

$$\frac{l}{\kappa z} = \frac{q^3}{u_*^3} \frac{1}{B_1(\phi_m(\zeta) - \zeta)}.$$
 (1)

(1) 式において, TKE の生成項が普遍関数で表せること と TKE の生成項と散逸項が局所バランスしていること が仮定されており, 散逸率を特徴づける長さ (*l*<sub>e</sub> とする) を推定している.この他の推定方法としては, TKE の生 成項に普遍関数を仮定せずに LES の計算結果を直接用い る方法

$$l = \frac{q^3}{B_1} \frac{1}{P_s + P_b},$$
 (2)

-94-

や, MYNN でパラメタライズされる生成項と LES の結 果から解析される生成項が等しくなるように長さを定め る方法

$$l = \frac{P_s + P_b}{q(S_m(du/dz)^2 - S_h(g/\theta_0)(d\theta/dz))}$$
(3)

などが考えられる. (2) 式は (1) と同様に *l* を推定して いることになるが, (3) 式は生成項を特徴づける混合距離

(*lp*とする)を推定しており、両者が推定している長さの物理的意味は異なっていることに注意する必要がある.

不安定な大気境界層について,風速や初期の温位を変 えた4通りの LES 実験を行なった.これらの計算結果 から上記の関係を用いてそれぞれの特徴的長さを見積 もった.

#### 3. 結果

推定結果を図1に示す. 左図は TKE の散逸項を特徴 づける長さ $l_e$ ,右図は TKE の生成項を特徴づける長さ  $l_p$ を推定した結果で,点線は Nakanishi (2001) で提案 された経験式を示している. 左図は式 (2) に基づく結果 を示したが,式 (1) を用いた結果はこれとよく一致して いる (図略). つまり,今回用いた LES データの鉛直プロ ファイルは相似則によく一致していることを示してい る. さらに,今回の $l_e$ の推定は Nakanishi (2001) に示さ れた結果とも整合的である. 個々の実験ごとのばらつき が大きいため, $l_s/\kappa z \epsilon \zeta$ のみの関数として代表させる ことは困難であることに加え,  $|\zeta|$ が小さい場合を除いて Nakanishi (2001) の経験式は過大であることが分かる.

さらに混合距離に対応する長さ  $l_p$  の推定結果は、 $l_e$  の それと大きく異なっていることが確認できる.  $l_p$  は  $\kappa z$ から大きく乖離することはなく、Nakanishi (2001) の経 験式と比べると明らかに小さいことが分かる. これらの 結果は  $l_e$  のみから推定された Nakanishi (2001) の経験式 は、全ての長さを代表させる master length の推定値と しては過大であったことを示唆している. 講演では、接 地境界層の代表長さを変えた時の結果のインパクトなど も含め議論する予定である.



図1 LESの計算結果から推定された接地層の特徴的 長さの安定度依存性. 横軸は Monin-Obukhov 長で規 格化された高度,縦軸は κz で規格化された長さとして いる. 点線は Nakanishi (2001) で提案された関数をプ ロットしている. 左図は TKEの散逸項,右図は TKEの 生成項を特徴づける長さを推定した結果を示している.

# 市街地における暴風リスクの評価: 2018 年台風 21 号を想定した京都市街地での風速変動の LES

# \*竹見 哲也 (京大防災研)・吉田 敏哉 (原子力研究開発機構)

# 1. はじめに

2018年9月に近畿地方を縦断した台風21号は、 大阪湾沿岸での高潮・高波、近畿地方各地での強風 により、広域で様々な被害が生じた. この台風 21 号は、1934 年室戸台風や 1961 年第二室戸台風と似 たコースを辿り、大阪市内の気象台観測点では、室 戸台風・第二室戸台風に次いで観測史上歴代3位と なる最大瞬間風速 47.4 m/s, 京都市内の気象台観測 点では室戸台風に次ぐ最大瞬間風速 39.4 m/s が記録 された. 将来の地球温暖化により懸念される台風の 強大化を考えると、<br />
今後は室戸台風級の台風による 気象外力を想定しなければならない、さらに、近年 の都市の再開発と建物の高層化という状況を踏まえ ると、都市の構造の変化に伴い、暴風に対する脆弱 性も変わっていくと考えられる.気候変動と都市構 造変化という異なる環境変化を考慮して都市での暴 風リスクを評価することが求められている.

本研究では、2018 年台風 21 号を想定し、Large Eddy Simulation (LES)モデルにより市街地での暴風 シミュレーションを行った.京都市の市街地を解析 対象とし、実際に都市で吹くと想定される風が建物 の高さ分布や密集度合い応じてどのように変わるか に着目し、解析した.

# 2. 数値シミュレーションの設定

市街地内での気流のシミュレーションには, Yoshida et al. (2018, BLM), Yoshida and Takemi (2018, SOLA)による LES モデルを用いた. 国際航業の2m 分解能の GIS データを用いて京都市の市街地の一部 (南北3km・東西2km)の範囲の建物群をLESモ デルに表現した.この実際の建物データを用いて, 水平格子間隔2mでの超高分解能でのLESを行い, 都市キャノピー内での風速の時空間変動を精密に表 現する.本計算領域の上流部にドライバー領域を設 け, 乱流を生成した. 2018 年台風 21 号に伴う南風 を想定し、計算領域と流入面を設定した.LES では、 5400 秒分の計算を行い,最後の 1800 秒間を解析対 象とした. LES モデルでは、モデルで形成される境 界層上端高度z<sub>m</sub> = 326 m における風速によって境界 層内の気流を無次元化して表現した.この LES 無次 元風速を、領域気象モデル WRF で計算された高度 z∞での風速を基準値とし、実風速に換算することが できる.これにより,実在都市で想定される風速を 定量的に評価することができる.

#### 3. 結果とまとめ

図1は, LES の計算時間内で見られた計算メッシ ユ毎の風速の最大値の分布を示す. 数値が1に近い ほど上空z<sub>∞</sub>の風と同じであることを意味する.この 図から,0.7 程度を超える場所が多数分布しているこ とが分かる.このような強風は,高層の建物の周囲, 公園・広場など開けた場所,南北の大通りといった 場所で生じている.この傾向は,大阪市街地を対象 とした解析結果(Takemi et al. 2019, SOLA)と合致 したものである.京都市環境局による京都タワーで の地上高約160 m での観測によれば,台風21号の接 近時において,最大瞬間風速が57.6 m/s,10分平均 風速の最大が39.7 m/s もの暴風が吹いていた.WRF モデルによるシミュレーションで得られた上空z<sub>∞</sub> での風速値も参照すると,図1の風速は極めて強い.

さらに図2に、最大瞬間風速値の建物密集度に対 する依存性を示す.密集度が低いほうが瞬間値は高 くなる傾向があることが分かる.密集度がさらに下 がると瞬間値も下がると考えられるため、中程度の 密集度の場合に暴風リスクが最も高くなると考えら れる.

近年の都市再開発、将来の気候変動を考慮し、大 都市の暴風リスクを理解することが必要である.



図1:京都市街地での地上における最大瞬間風速の分布. 高度z<sub>∞</sub>での平均風速値で無次元化した値を示す.



図2:京都市街地での最大瞬間風速の建物密度依存性.

-95-

# 格子ボルツマン法による吹きだまり形成のシミュレーションと

# 防雪柵による吹きだまり分布の違い

\*丹治星河・稲津將(北大院理)

# 1. はじめに

吹雪とは, 強風によって雪粒子が移動する 現象である. 吹雪によって形成される吹きだ まりをシミュレーションするためには、地表 付近の風速分布を求めることが不可欠である. しかし,従来の研究で用いられる数値計算流 体力学の手法では,計算コストの高さなどが 原因で, 吹きだまり形成時に変化する積雪形 状の風速への影響を考慮できずにいた. そこ で,格子ボルツマン法(以下,LBM; Chen and Doolen 1998)による流体計算を提案する. LBM とは, 流体を微視的な仮想粒子の集合体とし てモデル化し,各粒子の衝突・並進を速度分 布関数で計算することで巨視的な流れ場を求 める数値流体計算法である.LBMには,計算 コードや境界条件の作成が容易なことや、計 算が速いことという利点がある.

本研究の目的は, LBM によって求めた風の 場を使って,防雪柵まわりにおける吹きだま り形成をシミュレーションできるかを検証す ることである.そこで,計算が簡単な低レイ

ノルズ数の流れ場における吹 きだまり分布を計算した.

# 2. 手法

LBM において速度分布関数 fを求めるボルツマン方程式は

$$\frac{\partial f}{\partial t} + \boldsymbol{c} \cdot \nabla f = \Omega$$

で与えられる.ただし,*c*は速 度成分,Ωは衝突項である.衝突 項にはもっとも一般的な BGK 近似を用いた.レイノルズ数は 現実の場よりも小さい 2000~ 3000 であり,粘性の大きい仮想的な流体のゆ っくりとした流れを計算した.求めた風の場 を 雪 粒 子 の 運 動 方 程 式 (Nemoto and Nishimura 2004)の背景風に代入して雪粒子 を流し,摩擦速度が閾値を下回ると堆積する とした.計算領域は水平方向 50m,鉛直方向 15m の 2 次元空間で,防雪柵を風上から 15m の地点に設置した.防雪柵は高さ 3m,厚さ 0.2m の無孔壁で,下部開口なしと下部開口 0.8m の 2 種類を計算した.

# 3. 結果と考察

図は、防雪柵まわりの吹きだまり分布可能 性の計算結果である.下部開口なしの場合は、 防雪柵に対して風上で雪が多く積もり、防雪 柵から風下へ 3m 以降では雪があまり積もら ない点が観測結果(Uematsu et al. 1991)とよ く一致した.また、下部開口 0.8m の場合は、 防雪柵から 3m 以上風下で雪が多く積もる点 が観測と一致した.よって、LBM によって求 めた風の場で吹きだまり形成を再現できる可 能性が見出された.



図. (上段)下部開口なしの防雪柵と(下段)下部開口 0.8m の防雪柵にお ける吹きだまりの発生可能性(色影). 黒線が防雪柵.

# 三次元大気放射伝達モデルと深層学習を用いた地上からの雲のリモートセンシング手法の開発

\*岩渕 弘信<sup>1</sup>, 増田 涼佑<sup>1</sup>, K. Sebastian Schmidt<sup>2</sup>, Alessandro Damiani<sup>3</sup>, 工藤 玲<sup>4</sup> <sup>1</sup>東北大学,<sup>2</sup>コロラド大学,<sup>3</sup>千葉大学 CERES,<sup>4</sup>気象研究所

地上からの雲の観測は,気象状態の観測手 段として、また、日射量の把握や衛星プロダ クトの検証のために有用である。地上から観 測される透過光放射輝度は, 雲の光学的厚さ に対して単調に変化しないため、可視から中 間赤外までの複数波長の組み合わせを使用す る手法がこれまで複数提案されてきた。しか しながら、離散雲が散在する大気においては、 雲の影や放射の局所的な収束等の三次元放射 伝達の効果が重要となる。従来の衛星や地上 からの雲のリモートセンシングでは,水平方 向の放射輸送を無視しているが、実際には雲 の鉛直方向のスケールの約 10 倍程度の水平ス ケールの広い空間内での放射輸送が観測され る放射輝度に強く影響する。そのため、離散 雲のリモートセンシングにおいては,三次元 放射伝達の効果を考慮する必要がある。変分 法やアンサンブルカルマンフィルタを用いた アプローチも提案されているが、計算負荷の 低い高速な推定アルゴリズムもあると実用面 で有用と考えられる。

そこで、三次元大気放射伝達モデルを用い て作成した擬似観測データを用いて畳み込み ニューラルネットワーク(CNN)を訓練し、 魚眼レンズをつけた放射校正済みデジタルカ メラの画像から雲の光学的厚さの空間分布を 推定するモデルを開発した。雲の空間分布を 画像として捉えることで、従来の単一方向の 観測アプローチでは捉えられない、画像ピク セルにまたがって現れる三次元放射効果を考 慮した推定が可能となる[1]。

高空間解像度のラージエディシミュレーションによって得られた雲の三次元分布を様々 に変化させ、三次元大気放射伝達モデル MCARaTS [2,3]を用いて地上カメラの RGB 3 チャンネルの擬似観測画像を大量に作成した。 約 10 万画像を訓練データに用い、画素毎の雲 の光学的厚さを推定する CNN 深層学習モデル を訓練した。この CNN モデルは、雲の性質と 可視光放射輝度との間の複雑な関係に加えて, 雲のマルチスケール空間構造を学習するよう に訓練されることになる。3次元放射効果を 考慮したことで,従来の手法と比較して高精 度の推定が可能となることを確認した (Masuda et al., 査読中)。また,この手法による 推定精度はカメラの絶対校正にはあまり強く 依存しないことが示された。



図 1. 左から順に,カメラの擬似観測画像,雲の光 学的厚さ(COT)の真値,深層学習モデルによる COT 推定値。学習エポック1回目のテスト結果を 示す。

#### References

-97-

- 1. Okamura, R.; Iwabuchi, H.; Schmidt, S. Feasibility study of multi-pixel retrieval of optical thickness and droplet effective radius of inhomogeneous clouds using deep learning. *Atmos. Meas. Tech.* **2017**, *10*, 4747–4759.
- 2. Iwabuchi, H.: Efficient Monte Carlo methods for radiative transfer modeling. J. Atmos. Sci. 2006, 63, 2324–2339.
- 3. Iwabuchi, H.; Okamura, R. Multispectral Monte Carlo radiative transfer simulation by the maximum cross-section method. *J. Quant. Spectrosc. & Radiative Transfer* **2017**, *193*, 40–46.
- 謝辞: SCALE-LESのシミュレーションデータは理化学研 究所 SCALE チームから提供頂きました。本研究は JSPS 科研費 JP17H02963 の助成を受けたものです。

不均質に分布した雲の地上リモートセンシング手法の開発
 \*工藤玲(気象研), 岩渕弘信(東北大学), 鷹野敏明(千葉大),
 入江仁士(千葉大), Alessandro Damiani(千葉大), Pradeep Khatri(東北大)

#### 1. はじめに

雲分布の不均質性は、一次元放射伝達モデルに基づ いた多くの地上・衛星リモートセンシングにおいて、大 きなエラー要因となる.本研究では、不均質に分布した 雲を観測対象とする新しい地上リモートセンシング手 法の開発を行っている.これまでに、広ダイナミックレ ンジ CMOS センサーを用いた新しい全天カメラを開発 し、スカイラジオメータの観測と併用することで、全天 の可視波長の輝度分布を測定することを可能にした (日本気象学会 2018 年度秋季大会).可視波長の輝度 分布には、散在する雲それぞれの光学的厚さの情報が 含まれる.これを利用し、輝度の全天分布の測定から、 三次元放射伝達モデルを使用して、雲の光学的厚さの

分布を推定する手法を開発した.

# 2. 推定手法

推定手順は以下である.

- (1) 雲の三次元分布を推定する.開発した全天カメラ は、通常のカメラと同様、RGBの3色の階調値を持 つ.赤と青の階調値の比率に閾値を設けることで、 ピクセル毎、すなわち視線方向毎の雲判別を行う. そして、雲底と雲長の高度を与えることで、雲の三 次元分布を導出する.雲の鉛直分布は、単層を仮定 する.
- (2) 雲の三次元分布を、水平方向に対して複数の領域 に分割し、領域毎に一つの雲の光学的厚さを推定 パラメータとして設定する、細かく分割するほど、 推定するパラメータ数が増え、計算コストが増大 する。このため、分割数には限度がある。
- (3) 雲の三次元分布を入力し、三次元放射伝達モデル を走らせることで、カメラが測定する輝度分布を フォーワード計算する.モンテカルロ法による高 速三次元放射伝達モデル MCARaTS (Iwabuchi 2017) を使用した.
- (4) 領域毎の光学的厚さを求める.各領域の光学的厚 さの値を変えて何度も(3)のフォーワード計算を 行うことで、光学的厚さの分布を観測値に最適化 する.ここでは、進化戦略 CMA-ES (Covariance Matrix Adaptation Evolution Strategy, Hansen

1996)を用いて最適化した.

3. 2018年11月の観測データの解析

2018年11月に、千葉大学において、様々な測器を持ちよってキャンペーン観測を行った。2018年11月11日11時37分に、全天カメラが測定した輝度分布(図1)を解析し、推定された雲の光学的厚さの分布が図2である。ここでは、水平20kmの領域を9つに分割して解析した結果を示した。領域内の光学的厚さは5.3±4.4であった。この時間帯の日射計(Damiani 2019 投稿中)、全天カメラと深層学習(Masuda 2019 投稿中)による解析結果は2.0~8.0であった。よって、本研究の手法は、他の手法と概ね整合的な結果を示した。今後は、解析事例を増やし、同様の比較を行うことで検証を重ねていく、



図1 2018 年 11 月 11 日 11 時 37 分の全天カメラの 観測で得られた写真(左)と波長 500nmの輝度分布(右).



図 2 縦横 20km の領域で推定された光学的厚さ (COD)の水平分布. 白線は推定する領域を分割する 線.

謝辞:本研究は JSPS 科研費 JP17H02963 の助成を受けたものです.

-98 -

# ひまわり8号可視・赤外観測を利用した多層雲域の雲物理量推定と巻雲除去画像の作成

\*林昌宏(気象庁気象研究所)

#### <u>1. はじめに</u>

雲が鉛直方向に多層になっている領域は広く存在してい るが、上空から観測を行う気象衛星、特に可視・赤外波長 域の観測では、上層雲の散乱・吸収の影響を受けやすいた め、下層雲が観測し難いという性質がある。たとえば、発 達した積乱雲が存在する場合、積乱雲からのびるアンビル のため発達中の下層積雲の観測が困難になることがある。 特に、台風周辺域では、ひまわり8号の高頻度な観測から 下層雲を追跡することで風ベクトル(大気追跡風)を算出 し、海上風を推定する研究開発なども行われているが

(Nonaka et al. 2019)、広く存在する上層雲のため下層雲 を観測できないことも多い。もし上層雲の影響を除き、台 風周辺の下層雲をさらに広く観測・追跡することができれ ば、台風の力学的構造の把握だけでなく、強風域の推定な どを通じて気象防災上の意義も大きいと考えられる。

#### 2. 雲 2 層雲物理量推定と巻雲除去画像の作成

今回、林・石元(2015)の雲解析手法を拡張し、ひまわ り8号観測から雲2層域で雲物理量を推定するアルゴリズ ムを開発した(以下、雲2層OCAと呼ぶ)。基本的なアル ゴリズムは雲1層を仮定していた場合と同じであるが、雲 2層OCAでは、前方・勾配計算において上層・下層雲の 放射の効果を考慮できるように開発・拡張を行った。図1 に、2015年4月11日0330UTCにおける、CloudSAT 観 測(2B-GEOPROF, 2B-TAU)と、ひまわり8号観測

(Band 1~Band 16利用)による雲2層 OCA 推定値との 比較結果を示す。雲2層 OCAでは、簡易的な雲マスクと して、雲の光学的厚さが0.2以上と推定された画素のみを 利用した。図1上段の雲頂高度の比較では、雲2層 OCA で推定された上層雲だけでなく、下層雲頂高度について も、雲域と考えられる白色で示した CloudSAT 観測の反射 強度が強い場所と整合している。中段は雲の光学的厚さを 比較したもので、マイクロ波と可視・赤外という観測の違 いはあるものの、CloudSAT の積算光学的厚さと、雲2層 OCA の上・下層雲の光学的厚さの積算値は比較的よい一 致が見られる。雲粒有効半径に関しては、雲2層 OCA 推 定値はややノイジーなものの、CloudSAT 鉛直平均雲粒有 効半径が雲2層 OCA の上・下層雲粒有効半径を平均した ものと対応する傾向が見られる。

雲2層 OCA の推定値を利用し、薄い上層雲が存在せず 下層雲のみが存在すると仮定して放射計算することで、 「巻雲除去画像」を作成できるように開発を行った。図2 は、雲2層 OCA で推定した雲物理量を使って、「巻雲除去 画像」を作成した例である(Band 13)。上層雲が厚くなる と下層雲からの情報がなくなるため、上層雲の光学的厚さ が5以下となる領域のみ上層雲除去の計算を行った。

#### <u>3. 今後の開発計画</u>

特に台風周辺域における雲物理量推定精度について、 CloudSAT や CALIPSO 観測などの A-train データを利用 しさらに多くの事例で検証を進める。また、巻雲除去画像 について、除去精度向上・除去範囲拡大について開発を行 う。さらに、巻雲除去画像を用いて大気追跡風の算出を行 い、その性質について調査を行う予定である。



図 1. 多層雲域における、ひまわり 8 号観測による雲 2 層 OCA 推定値と
 CloudSAT プロダクトとの比較(2015年4月11日 0330UTC)
 上段:反射強度断面と各観測による雲頂高度の比較、中段:雲の光学的厚
 さの比較、中段:雲粒有効半径の比較



#### 参考文献:

林昌宏・石元裕史,2015:次期静止気象衛星ひまわり8号観測による最適化 手法を用いた雲物理量推定,気象学会春季大会

Nonaka et al. 2019: Utilization of Estimated Sea Surface Wind Data Based on Himawari-8/9 Low-level AMVs for Tropical Cyclone Analysis, *Tech. Rev.* 21, RSMC Tokyo – Typhoon Center

\*本研究は JSPS 科研費 JP19H00705 の助成を受けたものです。

スカイラジオメータと MAX-DOAS の複合観測による対流圏下部の

PM2.5 濃度のリモートセンシング観測

\*桃井裕広(千葉大),工藤玲(気象研),三浦和彦(東理大),入江仁士(千葉大)

#### 1. はじめに

大気放射は気体による吸収とエアロゾル・雲による 散乱・吸収が主な支配要因として挙げられ、時間・空 間依存性が強いため、多地点での長期観測を必要とし ている。

SKYNET はスカイラジオメータを主要測器とする放 射観測の国際的な地上観測網で、東アジア、ヨーロッ パを中心に約百箇所で観測を実施している。スカイラ ジオメータは、エアロゾルの波長(340,380,400,500, 675,870,1020 nm)について太陽直達光と周辺輝度を測 定することで気柱全体のエアロゾルの粒径分布、複素 屈折率、単一散乱アルベドを得ることができる。また、 SKYNET の中には多軸差分吸収分光法の測器

(MAX-DOAS) を設置している観測点もあり、 MAX-DOAS は DOAS 法による微量ガスの鉛直分布観 測に加えて、357 nm と 476 nm の  $O_4$ の Slant path を測定 することによりそれぞれの波長のエアロゾルの消散係 数の鉛直分布を観測することができる。

本研究では、スカイラジオメータにより得られる気 柱全体の光学特性と MAX-DOAS により得られる鉛直 分布を組み合わせることでエアロゾルの粒径分布の鉛 直分布を解析する手法(SKY-DOAS)を開発した。

# 2. 手法

スカイラジオメータによる気柱全体のエアロゾルの 光学特性は SKYRAD.pack version 5[1]により計算し、粒 径分布の極小値を微小モードと粗大モードの境界値と して両モードの光学特性を計算した。一方、 MAX-DOAS による z < 1 kmの 357, 476 nm におけるエ アロゾルの消散係数 ( $\sigma^{357}(z < 1 \text{ km}), \sigma^{476}(z < 1 \text{ km})$ )は JM2[2]により計算した。

SKYRAD.pack により得られた粒径分布をその形状 から微小モードと粗大モードに分け、それぞれの光学 的深さ ( $\tau_{f}$ ,  $\tau_{c}$ )を計算し、MAX-DOAS の観測波長で ある 357,476 nm の光学的深さを他の観測波長(340,380, 400,500 nm)から内挿した。また、z > 1 km or 357,476nm のエアロゾルの光学的深さはスカイラジオメータ で得られた光学的深さと MAX-DOAS で得られたz < 1 km の消散係数から計算した:

 $\tau^{2}(z > 1 \text{ km}) = [\tau_{f}(\lambda) + \tau_{c}(\lambda)] - \sigma^{2}(z < 1 \text{ km}) \times 1 \text{ km}$ また、微小モード、粗大モードの光学的深さに占める 各層の割合を $L_{f}(z) \ge L_{c}(z) \ge \tau_{c} \ge 0$ 

 $\tau^{\lambda}(z < 1 \text{ km}) = L_{f}(z < 1 \text{ km}) \times \tau_{f}(\lambda) + L_{c}(z < 1 \text{ km}) \times \tau_{c}(\lambda)$ 

 $\tau^{i}(z > 1 \text{ km}) = L_{f}(z > 1 \text{ km}) \times \tau_{f}(\lambda) + L_{c}(z > 1 \text{ km}) \times \tau_{c}(\lambda)$ と表され、Gauss-Newton 法[3]による最適化計算を行い、 観測値との差が最小になるように $L_{f}(z) \ge L_{c}(z)$ を決定し た。さらに、本手法を千葉大学(西千葉:35.63°N, 140.10°E:2018 年)で観測されたデータに適用した。

#### 3. 結果·考察

西千葉でのスカイラジオメータと MAX-DOAS を用 いて SKY-DOAS により得られたz < 1 kmの 500 nm に おける微小モードの消散係数と地上に設置された PM<sub>25</sub>計で観測された PM<sub>25</sub>濃度との比較を図1に示す。 夏季(6月~8月)を除く季節では地上の PM<sub>25</sub>濃度と 良い一致(相関係数R = 0.79)を示した。夏季は地上の PM<sub>25</sub>濃度に対して微小粒子の消散係数が大きく、これ は上空での光化学反応による粒子の生成や近くの幹線 から排出された粒子の輸送に起因するものと考えられ る。

#### 参考文献

- Hashimoto *et al.*, 2012, AMT, **5**, 2723-2737
   Irie *et al.*, 2015, AMT, **8**, 2775-2788
- [3] Kudo et al., 2016, AMT, 9, 3223-3243





スカイラジオメーターを用いた日本におけるエアロゾルの 光吸収オングストローム指数の変動要因の解析 \*山口航大(千葉大学),入江仁士(千葉大学), P. Khatri(東北大学), 竹村俊彦(九州大学),山本浩万(産業技術総合研究所)

# 1. はじめに

将来の気候変動の予測において、エアロゾルは最大 の不確実性をもたらしている[1]。その不確実性を低減 させるためには、エアロゾルの光学特性の理解が不可 欠である。主要なエアロゾルのひとつである有機エア ロゾルや鉱物ダストは光吸収が弱いため、その放射強 制力はほとんどの気候モデルで負とされてきた。しか しながら、近年の室内実験や観測から、特に紫外から 可視域において強い光吸収性を有すエアロゾル(ブラウ ンカーボンなど)があることが分かってきている。この ような光吸収の波長依存性を表す指標として光吸収オ ングストローム指数(AAE)があるが、その観測は限られ ている。このような状況の中、本研究ではSKYNET の 多地点・長期間の観測データを用いて AAE を解析した。

#### 2. 手法

本研究では解析対象地域として、SKYNET の多数の 観測サイトの中から、ある程度の期間、観測を行って いる日本の6地域(千葉、福江、春日、宮古島、仙台、 高山)を選出した。スカイラジオメーターのエアロゾル 光学的厚さ(AOD)、単一散乱アルベド(SSA)の解析結果 から一定のデータ質の条件をクリアしたもののみ用い て AAE の4 年平均値を導出し、各地域の値を比較する ことで日本における AAE の空間的な違いを考察した。 また、千葉のスカイラジオメーターと同時に観測して いる多軸差分吸収分光法(MAX-DOAS)の二酸化窒素、 二酸化硫黄のデータ、風向風速計の風向のデータを用 いて、AAE と他のパラメータの時間変動の比較を行い、 AAE の変動要因を調べた。

# 3. 結果

ブラックカーボンの AAE の理論値は1と考えられ ている中[2]、本研究の解析結果では日本の各地域の AAE の年平均値は1.15~1.50の範囲の値を示し、紫外 から可視域において強い光吸収性を有すエアロゾルが 全6地点で存在することが分かった。また、都市域(仙 台、千葉、春日)では AAE が比較的高い値をとること が分かった(図1)。



の日変動の図 (2015 年 1 月 19 日)

また、スカイラジオメーターと同時に実施した MAX-DOAS の観測による二酸化窒素や二酸化硫黄の 濃度データ、風向風速計の観測による風向のデータを 合わせて解析したところ、千葉の南西の工業地域の方 角から風が来ているときに AAE の増加とともに二酸 化窒素、二酸化硫黄の濃度が上昇するケースがみられ た(図 2)。このことから工場や製鉄所、船舶などからの 排出が AAE の増加に寄与していることが示唆された。

#### 参考文献

IPCC, 2013, <u>https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/</u>
 Russel, P. B., 2010, Atmos. Chem. Phys., 10, 1155-1169

# 大会第2日

小林文明(防大地球)

#### 1. はじめに

2005 年から 2006 年にかけて,立て続けに発生し た甚大な竜巻被害(羽越線事故;2005 年 12 月 25 日, 宮崎県延岡市で発生した竜巻;2006 年 9 月 17 日, 北海道佐呂間町で発生した竜巻;2006 年 11 月 7 日) が契機となり,わが国における竜巻研究は活発にな ったといえる.特にこの 10 年,新しい観測技術の開 発により,竜巻やスーパーセルの観測が進んだ.ま た,理学と工学の研究者連携によって,地上被害の 解析や工学モデルの議論ができるまでに至っている.

#### 2. 新しいレーダー観測

レーダー観測プロジェクトとして,首都圏では複数の研究用レーダーをネットワーク化する試み (X-NET)が2007年から始まり,水平分解能が500m という空間的分解能で雨と風の情報を提供すること が可能になっている(Maki et al. 2008).レーダー 自体も高度化され,MP(マルチパラメータ)レーダ 一網(国土交通省 XRAIN)による観測や,フェーズ ドアレイ気象レーダーが実用化され,高時間分解能 で竜巻やダウンバーストの観測事例が報告されるよ うになった(例えば,岩井ほか2016;諸富ほか 2017).また,ドップラーライダーによるつむじ風な どさまざまな渦現象の観測例も報告されている(藤 吉ほか2008).

## 3. 稠密地上観測

竜巻やダウンバーストのようなメソ〜マイクロス ケールの現象を直接地上観測網で捉えるのは極めて 難しいが,例えば2013年7月から群馬県を中心に展 開された超稠密観測網(POTEKA)は、小学校やコン ビニに約150台の簡易気象計を高密度で設置し、"1 km メッシュの観測網"を実現させた(前田ほか 2014).POTEKAにより既に5年間で13事例の竜巻や ダウンバーストが観測されており、マイクロバース ト直下の被害域における気象要素の変化や竜巻のご く近傍における気圧降下分布を捉えることに成功して いる(Iwashita et al. 2019).

## 4. 観測の課題

竜巻やダウンバーストの発生環境は米国とわが国 では大きく異なるため、日本周辺で発生するさまざ まな竜巻/ダウンバーストの構造を明らかにした上 で、平均的な構造を提示し、概念モデルを構築する 必要がある.現有のレーダーで地道に事例解析を積 み上げていくのと同時に、わが国における竜巻多発 地帯での竜巻観測プロジェクトも行う価値がある.

また、現象そのものの理解も必要であり、例えば、 台風に伴う竜巻(typhoon induced tornado)、冬季 日本海上の降雪雲に伴う竜巻(winter tornado)、海 上で発生する竜巻などは未だに不明な点が多い. 台 風に伴い、しばしばレインバンド通過時に竜巻が発 生することは知られているが、台風中心の壁雲付近 で竜巻が発生するかどうかはよくわかっていない. 冬季日本海上の降雪雲から発生する竜巻は、近年の 観測により想像以上に発生していることが示されて いるが、渦状エコーに伴うもの、寒冷前線やシアー ライン上で発生するもの、一様季節風下で発生する ものなど多様であり、ポーラーロウ(polar low)と 竜巻の関係など不明な点も多い.

海上で発生する竜巻の報告数は、2007年以降急増 し、2007年から2013年までに報告された竜巻の内、 海上で発生した竜巻は約2/3にも達した.さらに、 われわれは、海岸線のごく近傍で発生したものしか 見ておらず、目視やレーダーが届かない大洋上にお ける竜巻発生の実態はほとんど理解されていない. 2015年9月1日に対馬沖でイカ釣り漁船が5隻転覆 して4名が死亡する事故が発生したが、防災上も喫 緊の課題である.

夜間の竜巻は、目撃者や漏斗雲の写真などのデー タが殆ど残されないため、竜巻の認定が困難である のも事実である.スーパーセルに伴う巨大竜巻だけ でなく、つむじ風であっても、都市部では被害が生 じており、防災上考慮しなければならない.火災旋 風もそのメカニズムがわからないままである.

現在,地表面付近における竜巻渦の構造や挙動の 解明が,防災上あるいは工学的側面から強く要求さ れている課題である.例えば,竜巻渦コア付近の気 圧分布,上昇流域や風速,風速の立ち上がり時間な ど,観測事実に基づき,室内実験,数値実験の結果 を対比させ,理学,工学の両面から議論することが 望まれる.

# 藤田哲也博士記念会の活動紹介 \*橋本昭雄 (藤田哲也博士記念会)

## 1. はじめに

藤田哲也博士記念会の目的は、「藤田哲也博士の顕 彰」である。藤田は、生涯、米国で研究生活を送った ため、気象学のノーベル賞、フランス航空宇宙アカデ ミーのバーメイル金賞の受賞者(1989年)だが、気象 学の専門家を除いて、故郷の北九州市においてさえ知 名度は、ほとんど無に等しい。記念会の発足は1999年 で、1藤田資料のシカゴ大学からの持ち帰り、2藤田 遺品展示ギャラリーの設置、(1)藤田資料の整理、保 存(デジタル化)、展示、(2)強風研究へ文献提供等支 援、(3)藤田の業績に関するシンポジウム、展示会等 や**関連出版物等の検証を実施している**[1]。

#### 2. 藤田関連出版物等の検証の事例

TV 番組の検証の事例である[2]。藤田の出世作となっ た背振山で観察した雷雲の下降気流の発見[3]が注目 されなかった理由を専門家が次の様に発言している。

(1) 当時、気象庁が実施した「雷雲の特別研究」で、 雷雲の下降気流は、既知であったが、特別研究のこと を藤田は知らなかった。福岡管区気象台から提供され たデータを藤田なりに解析して、背振山の観察で間違 いなく下降気流があるということ、自分では大発見だ と思った。その根拠として庁内資料[4]を挙げている。 この報告書は、雷による火災等の被害を防止等が目的 で、Meso 気象学への言及はない。NHK-TV では、「雷 雲の鼻の微小解析研究」と紹介しているが、文献[3]は、 中央氣象臺.発行の査読付き欧文誌に英語で掲載され、 欧文誌の査読者が「大発見」と判断したことが判る。 藤田の研究は、最初から福岡管区気象研究会で英語で 発表され、日本語では公表されず、理解されなかった 可能性がある。米国気象学会の追悼シンポで R. H. Johnson は、文献[3]を Fujita's First Mesoanalyses と表現 し、評価している[5]。藤田も後年、論文[3]の 「Micro-analytical Study」の Micro を Meso とすべきであ った」と述べている。M.G.H. Ligda が、論文[6] で初 めて、Meso の用語を用 いたのは、1951 年で、藤田の 論文は、その先駆をなす[5]。

(2) 1982年の JAWS(\*2)[7]に従事した Jim Willson の
 インタビューで「ある日、ドップラーレーダー (DR)
 が故障した。すると 藤田 (テッド) は、DR を『垂直

にしよう』」と言った。彼は、何か問題が起きても新し いアイデアを思いつく人だった。普通は、垂直方向で はスキャンしないが、やってみた。」とある。DR の測 定モードには、水平方向の Plan Position Indicator (PPI) と垂直方向の Range Height Indicator (RHI)があり、 JAWS(1982)以前に行われた NIMROD(\*1) (1978)の藤田 の論文[8]でも RHI が使われており、既存の測定モード である。

(3)藤田の論文総数は約 500 報、その主要論文、SMRP 論文(\*3)は 251 報あるが、[2]には、100 本以上と記し、 根拠不明である。また、「藤田は、査読付きの論文誌に は投稿しなかった」とも記述しているが、少なくとも 51 報の査読付き論文が存在する[9]。



Fig. 1 Doppler Radar Image of Downburst in JAWS 参考文献 [1] 金氏顕、他、2014:山川健次郎と藤田哲也・工 学教育の先駆者と竜巻研究の開拓者、pp93、[2] 佐々木健一、 Mr.Tomado 藤田哲也・気象学で世界を救った男、文藝春秋 (2017). [3] Fujita,T.T.1950: Geophys. Mag. Tokyo, Vol. 22, No.2, 71-88. [4]和達清夫、雷の科学資料、昭和 42 年、中央氣象臺. [5] Richard H. Johnson, 2001:Bull .Amer. Meteor. Soc., Vol.82, No.1,13-31. [6] Ligda, M. G H., Radar Storm Observation, Compendium Meteorology, pp 1265-1282. [7] Fujita,T.T.,1985:The Downburst, microburst and macroburst.122pp.. [8]Fujita,T.T.,1985:The Downburst, microburst and macroburst.122pp.. [8]Fujita,T.T.,1981: J. Atomos. Sci. Vol.38, 1511-1534. [9]橋本昭雄、2014:藤田哲也 研究、日本気象学会九州支部だより、臨時特別号、pp 1-22。 \*1: Northern Illinois Meteorological Research on Downbursts (NIMROD), \*2: Joint Airport Weather Studies(JAWS), \*3: Satellite

and Mesometeorology Research Project Papers(SMRP 論文),
# 藤田哲也博士が遺した研究資料のデジタルアーカイブ化 \*野田 稔 (高知大学)

Noda M. (Kochi University),

#### 1. はじめに

現在,著者は,日本風工学会風災害研究会の活動の 一環として,シカゴ大学教授であった藤田哲也博士の 研究資料のデジタルアーカイブ化に取り組んでいる. ここでは,この背景と作業の現状について報告する。

日本風工学会風災害研究会が開催した2017年12月22 日の一般公開講演会で,藤田哲也博士記念会事務局長 の橋本昭仁氏より「藤田哲也博士が遺したもの」と題 して,1998年11月19日に逝去された藤田哲也博士の遺 品の研究資料について話をしていただいた.そこで, 70箱のプラスティックケースに収まった大量の写真や スライド,映画などの研究資料が存在し,劣化,散逸 の危機にあることを知った.翌年1月17日に状況確認を 行い,藤田先生の研究活動で観測された膨大な量のレ ーダー画像のスライド写真(図1)や映画フィルムなど が写真1に示すような状態でプラスティックケースに 収められており, 突風災害調査の先駆者として竜巻や ダウンバーストの研究に取り組み,藤田スケールを考 案した藤田哲也博士がその礎とした画像情報が概算で 10万枚以上含まれていることが明らかとなった.

そこで、風災害の調査活動に取り組んでいる日本風 工学会風災害研究会の活動として、これらの貴重な資 料を後世に残す為、デジタルアーカイブ化を進めるこ ととなった.

#### 2. デジタルアーカイブ化の概要

基本的には、スライドスキャナを使って、ひたすら デジタル画像に変換する作業であるが、スライドには レーダー画像と写真が含まれており、レーダー画像は 当時のコンピュータディスプレイの解像度なため、比 較的荒い.そこで、レーダー画像のスライドには1000dpi, 雲や被害写真のスライドには2500dpiを適用してスキャ ンすることとなった.スキャンの際には、スライドが どこに入っていたのかを記録するために、ケース番号、 ファイル番号、ページ番号を情報として残すようにし、 スライドを収めたファイルに描かれているメモ書きな どが後に残せるよう、スライドケースの全体イメージ をフラットベッドスキャナで別途記録するようにした. 実際の作業は、高知大学学生の協力で進められており、 2019年7月3日現在で、12箱目のプラスティックケース まで処理して、31,652枚、38.3GBの画像が取り込まれ、 写真2や写真3のような被害写真や雲の写真などの存 在も確認された.

#### 3. 今後の展望

スライド資料のデジタル化は着々と進んでいるが, 今後は、写真とデータ画像に分類の上、写真について は、撮影時期や場所、データ画像については観測時期 や観測点で分類し、最終的には、藤田哲也博士がどの ような情報を見て研究していたのかをウェブ等で広く 公開できればと考えている.



写真1 九州工業大学倉庫に積み上げられたプラ スティックケース



図1 ドップラーレーダー観測データの一例(30 June, 1982, Hook Echo, Mesocycloneとメモ書き)



写真2 竜巻被害の航空写真の一例(27 April, 1971, Kentuckyとメモ書き)



写真3 航空機によって撮影された雲の一例 (LEAR JETとメモ書き)

# Dr. Tetsuya Fujita: A Biographical Presentation

Henderson J. J.(University of Colorado)

Dr. Tetsuya Fujita is an important expert in the field of meteorology. His Fujita Scale of tornado damage has been adopted in the U.S. by the National Weather Service as a standard for classifying tornadoes and their impact on communities.

His approach, then, has shaped the way that tornadoes are able to be studied and understood. In fact, before his was accepted as the standard, his methods competed with a British approach called the Torro Scale, created by Terence Meaden of the Tornado and Storm Research Organization.

Dr. Fujita's approach was perceived as the better approach for tornadoes in the U.S. since he focused more on characterizing the stronger end of the scale, which was important for understanding possible damage to buildings, including nuclear facilities.

The Torro scale focused on the lower end winds, given their common occurrence in the United Kingdom. After his death, the Enhanced Fujita Scale was created to continue honoring Dr. Fujita but to update its scale to account for engineering differences in building and other damage indicators.

Called Mr. Tornado in the U.S., Dr. Fujita is not as well known for his other important accomplishments, especially those related to the identification of downbursts and his work with hurricane damage assessments, like the one he did for Hurricane Andrew. In part, this could be because of the place that tornadoes have in the imagination of the American meteorologist-tornadoes are charismatic, awe-inspiring, and the subject of frequent research and presentations at the American Meteorological Society.

Since tornadoes have such a privileged

position in the U.S. as a research object, it is not surprising that Dr. Fujita's work on tornadoes is what he is most known for.

This eponymous scale also keeps this connection strong. Regardless of what he studied, his approach to science was also unique in that he brought a perspective from his experiences and education in Japan, which shaped his ability to see differently the evidence of disasters, like plane crashes and tornado damage, and from there to hypothesize little understood processes of the atmosphere.

His vision shaped how people valued observation in addition to theory in atmospheric science circles in the U.S.

This presentation will highlight some of his important contributions in the U.S. to meteorology and how his work has shaped the study of meteorological phenomena today.

# A205

2017年7月4日にドップラーライダーで観測された竜巻状の渦と

## それをもたらした積乱雲の Ka バンドレーダー及び X バンド MP レーダーによる観測その2

#### \*鈴木 真一 ・前坂 剛 ・岩波 越・木枝 香織・宇治 靖(国立研究開発法人 防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

防災科研では積乱雲の一生を観測で捉え,発生や発達のメカ ニズムを解析し,また,予測の向上を目指すために,首都圏で リモートセンシング機器を設置して観測を行っている.

2017 年 7 月 4 日午後 6 時頃,東京都世田谷付近で積乱雲の 発達に伴い,竜巻のような渦が防災科研が目黒区と横浜市都筑 区に設置している 2 台のドップラーライダーで観測された(鈴 木ほか,2018 秋季大会 P435).この渦をもたらしていると考え られる積乱雲は,防災科研の Kaバンド雲レーダーと X バンド MP レーダーでも観測された.この事例は突風被害や竜巻の報 告はなかったが,明瞭な渦をもつ積乱雲を多くの様々なリモー トセンシング機器で観測したもので,渦をもつ積乱雲の発生の メカニズムを解析する上で重要である.

本報告は 2018 年秋季大会 P 435 に引き続いて,その観測結 果を紹介する.中でも,その雲の発生前にドップラーライダー と Ka バンド雲エーダーでみられたガストフロントと,渦の発 生時に X バンド MP レーダーで見られた反射因子差 Z<sub>DR</sub> の特 徴について紹介する.



図 1: 横浜市都筑区に設置されたドップラーライダーの仰角 2 度 の PPI スキャンで 2017 年 7 月 4 日 16:50JST に観測されたドッ プラー速度 (m/s).赤い十字は測器の位置を示す.



図 2: 大田区に設置された Ka バンド雲レーダーの仰角 1.6 度の PPI スキャンで 2017 年 7 月 4 日 16:48JST に観測された反射強 度 (dBZ).赤い十字は測器の位置を示す.

#### 2. ライダーとレーダーの観測について

ドップラーライダーは視線方向には 150 m 分解能で 200 の観 測ビンをもつ.スキャンは方位角方向に 3 度の分解能で,5 分 毎に 2 度と 4 度の仰角で PPI スキャンを行っていた.

Ka バンドレーダーは 3 分毎のボリュームスキャン(5 枚の PPI と 2 枚の RHI スキャン)を行っていた.

今回の解析に用いた X バンド MP レーダーの観測データは 海老名市と木更津市に設置されている防災科研の2台のもので, 5分毎のボリュームスキャンを行っていた.



図 3: 防災科研の X バンド MP レーダーで 18 時 JST に観測され た高さ 2 km における Z<sub>DR</sub>(色, dB)と. 反射強度 (線, 10 dBZ おき).

#### 3. 観測結果

この日の夕方の関東地方は,西日本を東進する台風3号の前 面になり,南西から北東に伸びる降雨バンドが西から東へ進ん できている状況で,地面近くの風は南風であった.ドップラー ライダーはこの南風を観測していたが,埼玉県での降水が作り 出したと思われる北風の南進が14時30分頃からライダーで観 測され,16時30分から17時30分頃まで世田谷区から川崎市 付近に停滞していた.図は横浜市都筑区のライダーが観測した ドップラー速度で,ライダーの南側が青,北側で黄色であるの は南風を示すが,更に北側の青い領域は北風の進入を意味して いる.この領域の先端は図2のKaバンド雲レーダーで最大で -10 dBZ 程度のエコーが捉えられていた.

このガストフロントは南風の強まりと共にこの後北上し,こ のフロント上で Ka バンド雲レーダーでは 17 時 31 分に最初の 雲のエコーが捉えられた.この雲は新しいエコーが発生すると 次々に北東へ移動し,北東方向へ伸びていった.図3は渦が発 生した 18 時の高さ 2 km における X バンド MP レーダーで観 測した Z<sub>DR</sub> と反射強度 Z<sub>H</sub> である.中央のエコーのうち,渦の 観測されたその南西部で Z<sub>DR</sub> が 5 dB を越えて大きいことがわ かる.これは上昇流が強いことを示唆する.

#### 4. まとめ

2017 年 7 月 4 日に世田谷区で観測された竜巻状の渦を伴う 積乱雲をドップラーライダー、Ka バンド及び X バンドのレー ダーで観測した.その積乱雲が発生する際の環境であったガス トフロントや,渦ができる際の Z<sub>DR</sub>の大きな領域など,積乱 雲や渦の発生に関連した様々な特徴を捉えることができた.

# 1903年9月23日の東京淀橋小学校の竜巻災害

\*藤部文昭 (首都大・都市環境)

#### 1. はじめに

1903年(明治36年)9月23日,東京の西郊で竜巻が 起き,淀橋小学校の校舎が倒壊して数十人の生徒が死 傷した.この災害に触れた文献はいくつかあるが,その 実態は必ずしも詳細・正確に認識されているとは言え ない.本発表では当時の資料を見直し,竜巻の概要と淀 橋小学校の被害について取りまとめた結果を報告する.

#### 2. 総観~メソ状況

竜巻の発生は11時30分過ぎだった.当時,台風が浜 松付近を北上しつつあった.関東平野には内陸の北~ 北東風と太平洋から吹く南東風を境とするメソ前線が あり,東京では20mm/h前後の降水と雷を観測した後, 暖気側に入って南寄りの風が強まった(図1).台風前 面のメソ前線付近の竜巻発生という状況は,2009年の 土浦竜巻<sup>[1]</sup>のときに似ている.

#### 3. 竜巻の概要

この竜巻については池上稲吉の詳しい調査報告が ある<sup>[2]</sup>. これによると, 竜巻 (原文では"旋風") は 反時計回りで, 渋谷付近で発生した後, 約 12 m/s の 速さで 350°の方向へ進んだ (図 2). 勢力は新宿付近 で最も強く, 淀橋小学校 (図 2 の D) の周辺で"家屋 数十棟ヲ破壊"したという. このほか, 落合村 (同 F-G 間) と上板橋村 (同 H) でも小学校の被害があ った. 消滅したのは西台村~根葉村 (今の高島平付 近) で, 発生地点からの距離は 12.8km であった.

池上の報告には漏斗雲の目撃情報はないが,渋谷 の発生地点付近で稲が旋回状に倒れていたと書かれ ている.また,倒壊家屋の大半は土台から抜き取ら れていた等とあり,"旋風"中心部の低圧と上昇流の 作用が論じられている.

#### 4. 淀橋小学校の被害

淀橋尋常高等小学校は新宿駅の北西約900m, 今の 西新宿中学校の場所にあった. 倒壊したのは尋常科 の校舎で,間口22間半の平屋であり,3棟に分かれて いた. 全校生徒は 560 人だが,当日は荒天のため登 校していたのは150~160 人だったという<sup>[3]</sup>.

被害の詳細は資料により若干異なるが, 死者は7

人前後だったようである.近年の文献には「死者 10 人」 との記述があるが、当時の資料にこれを裏づけるもの は見つからない.また、淀橋小学校以外に死者の記録は 見当たらない.

参考文献 [1] 鈴木 修,小 林文明, 2010: 日本風工学会 誌, **35**, 192-196. [2] 池上稲吉(水 也上生), 1903: 気象集誌第 1 輯, **22**, 315-322. [3] 画報生, 1903: 風俗画報, (276), 38-40.



<u>ー</u> (毎時観測結果による).

<u>図 2</u> 池上の報告<sup>[2]</sup> に書かれた被害 地点のうち場所 を特定できたも の. A: 衛戍監獄, B: 藤倉電線護膜 会社, C: 淀橋給 水場, D: 淀橋小 学校, E: 鎧神社, F: 豊多摩郡病院, G: 小野田製油 所,H:根ノ上小 学校,I: 安養院,J: 御嶽神社, K: 稻 荷宮. 地図は5万 分の1 地形図 (1909 年 測 図, 1917 年修正測図. 1919 年鉄道補入) の「東京西北部」 と「東京西南部」 による.場所の特 定には1万分の1 地形図 (1909 年 測図) を利用し た.

フジタの竜巻風速場モデルを用いた気圧分布解析 \*江口譲(電中研),服部康男(電中研),杉本聡一郎(電中研),平口博丸(電中研)

#### 1. はじめに

Fujita[1]は工学的な竜巻風速場のモデルとして,フジ タモデル DBT-77 を提案しており,著者らはこの風速場 を竜巻飛来物の飛散解析[2]に利用している.本報では, フジタモデル DBT-77 から導出される圧力場の特徴を 分析し,近年の数値解析や実験の結果と比較する.

#### 2. 風速場からの圧力分布導出法[3]

基礎方程式として以下の Navier-Stoke(NS)方程式と 速度 u の時間微分に関する質量保存式を用いる.

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} = -(\mathbf{u} \cdot \nabla)\mathbf{u} - \nabla p + \nu \nabla^2 \mathbf{u}, \quad \nabla \cdot \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} = 0$$

ここで,pは密度pで除した圧力,vは動粘性係数を表す. これらの式を有限要素法で空間的に離散化し,境界条件として加速度を与えて両式から離散加速度を消去すると,pの離散変数 P に関する代数方程式(離散圧力 Poisson 式)を得る.速度 u は全域で既知であるため離 散速度 U を与えることができ,離散圧力 P に関する代 数方程式を解くと,圧力の空間分布を得る.なお,Sani et al.[4]は,速度指定のみの境界条件下で NS 方程式を 考慮して圧力 Poisson 方程式を解く場合には,圧力に関 する境界条件は不要であることを証明しており,本法 でも圧力に関する境界条件は用いていない.

#### 3. フジタモデルから得られた圧力分布

一辺300mの立方体領域を100x100x100の有限要素に 分割し、竜巻半径30m、最大旋回風速78m/sとしたフジタモデルの1/4セクターの風速を離散速度Uに与えた.離散圧力Poisson式の行列解法にはSAMG(ドイツ Fraunhoferで開発された代数マルチグリッド法に基づく行列解法ソフト)を組み込み求解した.図1に得られた圧力(密度ρで除したもの)を示す.圧力の極小は地面から40m程度上空で発生している.

#### 4. 近年の数値解析・実験との比較

Ishihara et al.[5]はLES(large-eddy simulation)によって 竜巻状渦の特性を調べているが,渦中心部で上昇流が 発生するケース(one-cell と呼ばれる流況)のみではなく, 弱い下降流が発生するケース(two-cell と呼ばれる流況) でも,圧力は床面から離れた位置で極小となっている. また、テキサス工科大学が有する米国最大の竜巻状渦 実験装置 VorTECH で得られた風速分布(two-cell)から求 めた圧力分布[6]においても、同様に圧力の極小は床面 から離れた位置で発生している.このことは、フジタ モデルにおいて地面付近で発生する竜巻の Ekman 層が 適切に表現されていることを示唆する.

#### 5. 結論

竜巻風速場を代数式で記述するフジタモデル DBT-77から圧力場を数値解析によって導出した.この 圧力場の分布特性は,近年の数値解析[5]や大規模実験 [6]の結果と整合することを確認した.



図1 フジタモデルから得られた圧力分布 (p/p)

参考文献

- Fujita, T.T., 1978, Workbook of Tornadoes and High Winds for Engineering Applications, U. Chicago.
- [2] 江口譲,他,2014,電力中央研究所研究報告N14002.
- [3] 江口譲,服部康男,2014,流速場情報に基づく圧力 場計算法の提案,第72回ターボ機械協会大分講演会.
- [4] Sani, R. L.et al., 2006, Int. J. for Numerical Methods in Fluids, vol.50, pp.673–682.
- [5] Ishihara, T. et al., 2011, J. of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, vol.99, pp.239-248.
- [6] Eguchi, Y., et al., 2018, J. of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, vol. 174, pp.61-68.

# 地上稠密気象観測網による竜巻・ダウンバーストの観測

岩下久人/森田敏明/柴田耕志 (明星電気),小林文明 (防大地球)

#### <u>1. はじめに</u>

一般市民の人命や財産をも脅かしかねない竜巻やダウンバー ストのような局地的な気象変化は、メソッスケールの気象現象 に属すると言われており、そのサイズは2~20kmと定義される. 約 17 kmの間隔を持つとされる気象庁のアメダスに対し、メソ ッスケールのサイズは相対的に小さく、POTEKA 小型気象計 はこれら気象現象を詳細観測し、その構造解明に繋げることを

主目的の一つとして開発された. この小型気象計を搭載した POTEKA 観測装置は、気圧、気 温、風向・風速、湿度、降水量等 の様々な気象要素が観測可能で、 そのコンパクトなサイズから設置 のための制約条件が少なく、局所 的ではあるものの約 2~4 km間隔 の稠密な地上気象観測網を日本全 国に広げることに成功した.



図1 POTEKA 観測装置

2. 群馬県・埼玉県平野部の地上稠密気象観測網



図 2-1 群馬県・埼玉県平野部の地上稠密気象観測網



図 2-2 13 件の突風観測実績

特に, 群馬県・埼玉県平野部に関しては, 南北方向約 30 km と東西方向約 60 kmの範囲に,約 1~2 km間隔で約 150 台の POTEKA 観測装置を設置することにより,非常に稠密な地上 気象観測網を構成することに成功した.この群馬県・埼玉県平 野部は、日本でも有数の高温化地域であり、夏季の高温日には、 平野部の周囲を囲む山間部で発生した積乱雲が発達しながら平 野部を通過し、その際に竜巻やダウンバースト等の突風現象を 引き起こす傾向が非常に強い地域である.2013年より観測を開 始したこの地域においては、約6年間の観測実績の中で13件 もの突風観測に成功している.

#### 3. 地上における突風観測手法の発展

約 1~2 km間隔で無数の観測点を設置することにより,たと え竜巻やダウンバーストのような局地的な気象変化であっても, 当該事象の中心付近の気圧,気温,風速などの観測要素の詳細 な変化特性,当該事象を引き起こしたと思われる積乱雲の進行 経路や進行速度,更には面的な観測データを解析することによ る当該事象スケールのサイズなど,これまでの地上観測では難 しかったメソッスケールの気象現象の詳細が徐々に明らかにな りつつある.図 3-1, 3-2 は,2013 年 9 月 16 日の竜巻と 2015 年 6 月 15 日のダウンバーストの事例の観測結果である.



図 3-1 2013 年 9 月 16 日竜巻時の気圧変化特性



#### 参考文献

(1)木村活动, 2015:日本気象学会秋季大会講演予稿集(108), P126

(2)Iwashita., et al., 2016: J. Wind Eng. Ind. Aerod., 184 (2019), pp. 153-161.

# 高知における竜巻のレーダー観測

\*佐々浩司(高知大学理工学部門) Koji Sassa (Kochi Univ.)

## 1. はじめに

気象庁竜巻等突風データーベースによると、高知県 は県別で第3位の発生認知数を数える竜巻多発県であ り、特に高知市から安芸市にかけてのわずか40km程度 の海岸線沿いは100km四方あたりの年間発生数が32で あり、米国トルネードアレイの発生頻度の10倍以上に も及ぶ特異な地域である。著者はこのような場所で10 年以上、竜巻親雲の観測解析を行ってきた。ここでは、 その一端を紹介する。

#### 2. レーダー解析

気象庁Cバンド室戸レーダーは2008年からドップラ ー化され、親雲内の渦の存在を検知できるようになっ た。また、2014年からXバンド二重偏波ドップラーレ ーダーが朝倉、物部キャンパスに、翌年安芸市役所に設 置され常時観測を開始した。さらに昨年までに高知県 西部に3台が追加され、6台の小型レーダーによるレ ーダーネットワークが構築された。気象庁室戸レーダ ーによる解析では、2008年から2012年の5年間で竜巻 が発生した期間や竜巻注意情報が発表された期間に50 個の渦の発生を観測したが、そのうち9割は土佐湾で 発生し、7割が北東方向に移動して上陸した。竜巻をも たらした親雲の渦10個も同様な傾向にあり、高知県で は海上に発生した渦を捕捉することにより、リードタ イムをかせぐことが可能であることを明らかにした。

高知大学レーダーネットワークによっては昨年度末 までに計17の渦を捕捉している。このうち3つはミニ スーパーセルによるものであったが、2014年7月10日 の事例は台風のアウターレインバンド上で発生した特 異なもので、レインバンドに収束する強い南西風がリ アインフローとなってメソサイクロンを強化する構造 をしており、通常のスーパーセルとは逆の配置をする ものであった。この事例については、土佐湾沖のはるか 60km 以上先から発生しており、室戸レーダーを主とし た親雲全体構造の解析と竜巻渦そのものを捉えた物部 レーダーによる解析とを使い分けている。物部レーダ ーにより地上付近の竜巻渦の構造を地上100mまで捉え ることに成功した。

小型 X バンドレーダーにより捉えた渦の一例を図3に 示す。 スーパーセルではない小型積乱雲であるが、明 確なフックエコーを捉えることができている。今後、親 雲の形態による分類と竜巻強度との関係など、防災に 有用な観測指標を明らかにしていきたい。



図1 高知大学レーダーネットワークにより捕捉され た渦の軌跡。黄色はスーパーセルによるもの。赤はそれ 以外の竜巻。緑は上陸しなかった海上竜巻。



図2 2014 年7月 10 日に二つの竜巻をもたらした親 雲の構造



図3 2018 年 9 月 30 日に高知市長浜地区に被害をも たらした竜巻親雲の反射強度(左)とドップラー速度 (右)

# 日本海北東部における小低気圧の発生に対する Sikhote-Alin 山脈の効果

\*田村健太 (北大院環境科学), 佐藤友徳 (北大院地球環境)

## 1. はじめに

日本海北東部では冬季に小低気圧が発生し、北海道の日本海側に局地的な突風や大雪をもたらすことがある.これらは、冬季の高緯度海上で発生するメソスケールの低気圧である Polar mesocyclones (PMCs)の一種であると考えられる.PMCsの発生・発達メカニズムに関しては事例解析や数値実験を用いた研究が多く行われている.しかし、PMCs はその形態が事例毎に異なることから、PMCs の主要な発生要因を明らかにするためには、多くの事例を調査する必要がある.

本研究では、領域気象モデルによる冬季気候の再現 実験と感度実験から、PMCsの発生要因の一つである、 極東の山脈(Sikhote-Alin山脈)の効果を考察した.

#### 2. 手法

領域気象モデル WRF の実験結果を用いて, PMCs の 抽出と解析を行った. 解析期間は 1981 年 12 月から 2017 年 3 月の冬季 (DJFM) であり,初期値・境界値として 大気は JRA-55,海面水温は OISST を用いた. 再現実験 (REAL 実験) と Sikhote-Alin 山脈を取り除いた実験 (NoMt 実験)のそれぞれを上述の期間について行った. 以下の手順により PMCs を抽出した. はじめに,解

像度 20km の各格子点の 850hPa ジオポテンシャル高度 が周囲 8 格子点よりも小さい低圧部を検出した.次に, 低圧部中心の 850hPa 高度の渦度が閾値 (10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>)を超え た場合を PMCs が存在しているとみなした. PMCs の 水平スケールを考慮し,解像度 20km のモデル出力を 200km 格子に平滑化したデータに対して同様の手順を 適用することで,総観規模低気圧を解析から除外した.

#### 3. 結果

抽出した PMCs は北海道の西から樺太の西の海上に 集中して発生しており、この傾向は先行研究[1]と整合 的であった.また、月別の発生数では1月に最も多く 発生していた.1月の PMCs 発生数分布の実験間の差

(NoMt 実験-REAL 実験)を図1に示す. NoMt 実験 では北海道の西の海上で PMCs 発生数が顕著に減少し たが, 樺太の西の海上ではあまり変化しなかった. この 結果から, Sikhote-Alin 山脈は, 北海道の西の海上にお ける PMCs の発生には強く影響しているが, 樺太の西 の海上で発生する PMCs に対する影響は小さいと考え られる.上陸した PMCs 事例における,発生から上陸 までの時間を図 2 に示す.北海道の西の海上 (43N-46N,138E-142E) で発生した PMCs は NoMt 実験では REAL 実験より早く上陸するが,樺太の西の海上 (46N -49N,138E-142E) で発生した PMCs では変化が見ら れなかった.NoMt 実験では大陸から日本海に向かう西 風が REAL 実験より強いことから,Sikhote-Alin 山脈は この西風を妨げることで,北海道の西の海上で発生し た PMCs の発達初期の上陸を防ぐ効果がある.一方, 樺太の西の海上で発生した PMCs は山脈を除去しても 上陸までの時間に大きな変化は見られなかった.



参考文献

[1] Yanase et al. 2016: Climatology of polar lows over the Sea of Japan using the JRA 55 reanalysis. J. Climate, 29, 419 437.

#### 謝辞

本研究は、北極域研究推進プロジェクト(ArCS)の支援で実施された.

# 大気海洋結合地域気候モデルの開発

\*渡邉俊一<sup>12</sup>・辻野博之<sup>12</sup>・村田昭彦<sup>12</sup>・石井正好<sup>12</sup>
 (1: 気象業務支援センター 2: 気象研究所)

#### 1. はじめに

日本周辺の海域には黒潮や対馬暖流などメソスケー ルの構造が存在する。近年の研究により、このような海 洋中のメソスケール構造が、日本域の気候に影響を与 えることが明らかになっている。さらに、集中豪雨など、 メソスケールの現象に対しても、大気海洋相互作用の 重要性が明らかになってきている。そのため、文部科学 省統合的気候モデル高度化研究プログラム(領域テー マ C)では、大気海洋相互作用の効果を取り込んだ地域 気候シミュレーションを可能にするため、大気海洋結 合地域気候モデルの開発を進めている。

#### 2. モデル

海洋モデルとして、気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM)、大気モデルとして非静力学地域気候モ デル (NHRCM) を用いる。MRI.COM は全球領域 (GLB モデル;解像度:1°×0.3°~0.5°)と北太平洋領域(NPモ デル;解像度:1/11°×1/10°)の双方向ネストモデルで構 成されている。ここではNPモデルとNHRCMをSimple Coupler (Scup) を用いて結合する。図1に示すように、 NHRCM は NP モデルの全領域をカバーしていない。そ こで、NHRCM がカバーする領域については NHRCM から降水・放射・潜熱・顕熱・運動量フラックスを与え、 その他の領域やGLB モデルには再解析や大気大循環モ デルの結果など NHRCM の外側境界値を与える。 NHRCM 領域と外側で海洋に与えるフラックスが不連 続にならないように、境界付近では NHRCM と外側モ デルの重みづけ平均を行う。NP モデルから NHRCM へ は、海面水温・海氷分布・海面流速を与える。

#### 3. 実験設定

上記モデルのテストのため、JRA-55 を NHRCM の境 界値と海洋に対する強制力とした実験を行った。ただ し、海洋に対してはバイアス補正を行ったデータ(JRA-55 do)を与えた。NHRCM の領域は日本周辺とし、格 子間隔は 15km とした(図 1)。比較として海洋モデル 単体を JRA-55-do で駆動し、計算された海面水温を NHRCM に与えた実験(非結合実験と呼ぶ)も行った。 計算期間は 1980 年 9 月-1998 年 8 月の 18 年である。

#### 4. 結果

18 年平均の海面水温を見ると、結合モデルにおいて 黒潮や対馬暖流など日本周辺の海洋の構造は再現され ている(図2)。しかし、非結合実験と比べ、多くの領 域で海面水温は1度程度低くなっている。これは、 NHRCM に海洋上で下向き短波放射の過少バイアスが あり、海洋に入射する短波放射が少ないためだと考え られる。2つの実験の差の経年変動を見ると、計算開始 後5年程度ドリフトが見られるが、その後はほぼ一定 となる。また、両実験の海面水温を観測と比較すると、 結合実験のほうが低温バイアスが大きい。

大気モデルの結果を見ると、海面水温が低いため、日本の陸上気温は非結合実験と比べ低いが、その差は0.5 度程度である。また、日本の陸上の降水量も非結合実験 と比べると少なくなっていた(図略)。ただし、このよ うな両実験の間の差は、これらの実験を観測と比較し たときのバイアスに比べ小さい。今後は、モデル中の大 気海洋相互作用の解析を行う予定である。

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(領域テーマC)の支援を受けた。



図1 NP モデルの計算領域。図中の白線が NHRCM の 計算領域。赤点は、フラックスの重みづけ平均を行う領 域。赤斜線は、NHRCM のフラックスを与える領域。



図 2 (左)結合実験の平均海面水温(℃)(右)結合 実験と非結合実験の差(結合-非結合)(℃)。

# 日本域領域再解析の推進に向けて \*隈健一(東大先端研),中村尚(東大先端研),岩崎俊樹(東北大学)

#### 1. 背景

全球域を対象とする長期再解析については、気象庁 などが作成した JRA-25、JRA-55 が欧米の再解析ととも に世界で広く使われている。気象庁では次の全球再解 析計画 JRA-3Q を推進中であり、昭和20年代からの75 年間の再解析データが数年以内に作成される予定であ る[1]。

一方、地球温暖化に伴う地域適応計画の本格化、近 年の風水害の状況を踏まえての地域防災の強化、さら には太陽光、風力などの気象に大きく左右される再生 可能エネルギーの拡大等の気象ビジネスの展開に伴い、 地域の詳細な気象データへのニーズが高まってきてい る。これらに応えるためJRA-55では力学的ダウンスケ ールにより、5kmのデータを作成・提供している。ま た、東北大学と気象研究所との共同研究で従来型観測 データを用いた領域再解析が先駆的に進められており、 その有効性が示されつつある[2]。

我が国は細かな地形を有し気象のきめ細かな地域特 性が卓越するとともに、メソスケール現象による社会 的影響が顕著であり、世界の中でも地域的な詳細な気 象データのニーズが高い国であろう。実際、農業関係 や再生可能エネルギー、あるいは大雨防災といった特 定目的に応じた要素について過去のメッシュデータが 作成されており、それらの業務に活用されている。

このような状況のもと、JRA-55の力学的ダウンスケ ールや東北大学等で進められている領域再解析をさら に発展させ、利用分野と連携して我が国の温暖化対策、 防災、ビジネス推進、さらにはこれらに関する国際展 開に応えていくべきプロジェクトが必要と考えている。

#### 海外の動向

米国では10年以上前から北米領域再解析(NARR) があるが、当時180kmメッシュの全球再解析をもとに 32kmメッシュの領域再解析を北米領域で実施したも のである。

現在、領域再解析が最も活発に進められているのは 欧州である。昨年7月にドイツのボンで初めての領域 再解析に関するシンポジウムが開催されている[3]。欧 州の領域再解析を支えている仕組みとして、EUの Copernicus 計画があり、ECMWF が同計画の Climate Change Service 部門の担当機関として欧州内の領域再 解析をサポートしている。また、ドイツでは、気象局 (DWD)と大学等の研究機関との連携枠組みとして立ち 上げられた Hans-Ertel-Center が領域再解析を進めてお り、上記シンポジウムの主催機関ともなっている。こ のほか、中国やオーストラリア、インド等でも領域再 解析が進行中である。

#### 3. 目標と課題

領域再解析はその利用目的により対象期間や解析手 法等が異なる。特に衛星データはもちろん、国内の観 測データが時代とともに質・量ともに大きく変わって きており、これらにどう対処するかが重要な課題であ る。また、実施にはかなりの計算資源、人的資源等が 必要であり、限られた資源を有効に活用できるよう 様々な利用目的を把握しつつ、最適な全体計画を構築 する必要がある。

大きな括りとして、出来るだけ長期間を基本的な観 測データを用いて同化するプロダクトと様々な観測を 活用して短期間であっても精度の高い解析を目指すプ ロダクトがあろう。後者では、高解像度 SST を利用す るなどで精度向上が期待できるが、さらに衛星データ 利用、レーダー利用など、かなりの開発要素を含む選 択肢もある。また、すべて3次元力学モデルを用いて 再現するのではなく、陸面植生関係などは鉛直1次元 モデルの活用もありうる。統計的内挿手法やAIを活用 した手法などを組み合わせて利用目的に沿った最終プ ロダクトとするのも現実的であり、これら全体像を見 据えつつ議論を深めて計画を策定していく必要があろ う。

また、プロジェクトの推進を通じて、国内のメソデ ータ同化研究の拡大をはかり、メソ現象の理解を深め るとともに、顕著現象の予測精度の向上、再予報の実 施を通じメソアンサンブル予報の検証や予測結果の各 分野への活用の推進等の波及効果が重要と考えている。 なお、計算資源、人的資源が相当必要であり、関わる 人材を長期的に確保する仕組みも含めて、実施体制の 構築が極めて重要な課題である。

## 4. 参考文献

[1] 大野木 2018, 天気, 81-102,

- [2] Fukui et al., 2018, JMSJ, 565-585.
- [3] https://www2.meteo.uni-bonn.de/isrr/index.php

2018 年 7 月の豪雨と猛暑への海面水温偏差の寄与 \*西井和晃 (三重大学生物資源学研究科),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

2018年6月末から7月の上旬にかけて西日本を中心 として豪雨に見舞われ、230人以上が犠牲となった[1]. この豪雨には南からの顕著な水蒸気流入が寄与してい たことが指摘されている [2,3].7月中旬以降は、対流 圏下層では太平洋高気圧、上層ではチベット高気圧の 発達に伴い、東日本・西日本は記録的猛暑となった.こ れらの高気圧の発達と人為的な地球温暖化の寄与が日 本の高温をもたらしたことが指摘されている[4].特に 2つの高気圧の発達は観測された海面水温を与えた大 気大循環モデル(AGCM)実験でほぼ再現されており、海 面水温による強制が示唆されている.

しかし,高気圧の発達を促した海面水温偏差の海域 は不明である.中緯度と熱帯の海面水温偏差をそれぞ れに与えた AGCM 実験を行い,それぞれの大気循環偏 差への寄与を評価することが本研究の目的である.

#### 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,モデル上端は約 60 kmである. NOAA OISST の海面水温(0.25 度間隔)を T119 解像 度に変換して標準実験の下方境界条件として与えた. 加えて,熱帯でのみ観測された水温を与え他は日別気 候値を与えた実験(熱帯実験),北太平洋中緯度でのみ 観測された水温を与え他は日別気候値を与えた実験 (中緯度実験),および全海域で日別気候値を与えた実 験(気候値実験)の3種の対照実験を行った.計算期 間は 2018年3月から 2018年7月までであり,それぞ れ 50メンバーの計算を行った.海氷密接度は日別気候 値を与えた.比較にはJRA-55 再解析データを用いた.

#### 3. 結果

西日本(北緯33-35度,東経132-135度)で平均した 豪雨期間中(6月28日から7月8日)のアンサンブル 平均降水量の気候値実験からの差は,標準実験,熱帯 実験,中緯度実験のいずれも有意でなかった.また西 日本への南からの水蒸気の流入も再現されなかった. これは,豪雨をもたらした大気循環偏差が海面水温偏 差によって強制されたものでないことを示唆している. 一方, 猛暑期間中(7月10日から30日)に日本上空 (北緯30-45度, 東経120-160度)で平均した850hPa 気温は,標準実験が1.0度,熱帯実験が0.7度,中緯度 実験が0.5度,それぞれ気候値実験より有意水準5%で 高いことが示された.再解析データの気候値からの偏 差は2.1度であり,観測された気温偏差の半分程度が海 面水温偏差によって説明される.さらに熱帯と中緯度 の海面水温偏差の寄与が同程度である.また850hPa気 圧面では高気圧性の渦度偏差が各実験で本州付近に見 られ(図1),200hPa気圧面では、そのやや北側に高気 圧性の渦度偏差がみられた(図略).これらの偏差は再 解析データで見られた渦度偏差とほぼ整合的であった. 以上の結果は猛暑を引き起こした循環偏差のある程度 は熱帯および中高緯度での海面水温偏差によって強制 されたことを示唆している.



図1 850hPa 渦度偏差(等値線は 0.5×10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup> 間 隔).破線は負を示し0は省略.(a)JRA-55,(b)標 準実験.(c)熱帯実験,(d)中緯度実験.(b-d)の濃い (薄い)影は有意水準5%で有意な正(負)偏差.

#### 参考文献

- [1] Shimpo, A., et al., 2019, SOLA, 15A, 13-18.
- [2] Takemura K., et al. 2019, SOLA, 15A, in press.
- [3] Sekizawa S., et al. 2019, SOLA, 15A, 25-30.
- [4] Imada Y., et al. 2019, SOLA, 15A, 8-12.

# 2018 年 7 月西日本豪雨の広域降水特性と大気場に関する 気候学的視点も交えた解析(その2)

\*加藤内藏進(岡山大・教育学研究科・理科)・松本健吾(岡山大・自然科学研究科)・ 三宅千尋・熊谷龍慶・山磨貴登(以上3人,岡山大・教育・理科)

#### 1. はじめに

梅雨降水とその変動は、広域モンスーン・サブシス テム間の接点として、降水量や降水特性の「東西の違 い」。このような梅雨降水に関して、極端現象も含めた 種々の変動性や多様性を把握することは、温暖化等に 伴う地域規模の応答の理解だけでなく、季節サイクル の中での「種々の『振れ幅』も含めた広域梅雨の動気 候学的平均像」の理解においても重要と考える。

そのような変動性の中で,2018年(平成30年)7月 豪雨は,これまでの豪雨に比べてかなり広範囲に,か つ,まとまった量の降水が何日も持続した点,及び, それに関連した大気場の特徴等,種々の視点から多く の報告がある。本グループも,岡山県と広島県の計14 地点で平均した7/5-7での370mm程度もの総降水量の うち,4mm/10分を超える激しい雨域の間を広域的に埋 める2mm/10分未満の「そこそこの強さの雨」の持続 による寄与が1/3 程度をも占めていたことを報告した

(2019 年春の全国大会)。つまり、いわゆる激しい対流 による降水ばかりでなく、「そこそこの強さの雨の広域 的持続もそこに混在」した点が注目される。そこで今 回は、2019 年春の報告の続編として、そのような降水 の特徴の更なる解析とともに、関連した広域大気場に ついて、東西の遷移領域的な位置づけや動気候学的な 位置づけをも意識した解析結果を報告する。

なお,本研究では,各地点における日降水量,時間 降水量,10分降水量データ(気象庁 HP からダウンロ ード),及び,NCEP/NCAR 再解析データ(2.5°×2.5° 緯度経度グリッド,各指定面高度)を主に利用した。

2. 岡山県・広島県における 10 分雨量を用いた降水量 解析に関する補足

本事例では、種々報告されているように、総降水量 の多い領域が広域に広がっていた。本研究での解析に よれば、広島県・岡山県より更に東方の兵庫県・京都 府・滋賀県・福井県での平均した3日間の合計雨量約 350mmのうち、(4mm/10分を超える強雨による寄与も小 さくなかったが)、そのような強雨の時空間的な間隙を 埋める2mm/10分未満の「そこそこの強さの雨」の持続 による寄与も、総降水量の35~45%程度を占めていた 点が注目される。つまり、1. で述べた降水量と降水 特性は、更に東方までの広域性を持つことになる。

#### 広域大気場の特徴

一般に,長江流域~九州における梅雨最盛期(6月後 半~7月前半頃)の多量の降水は,下層南風に伴う南方 からの多量の水蒸気輸送で維持されている。今回の事 例では,下層の強い南風領域は,梅雨最盛期の平均よ りも東方へ広がり,また最下層だけでなく700hPa面に も及ぶ厚い層で起きていた(第1図)。今後は,「この ような,梅雨前線帯への下層南風成分や北向き水蒸気 フラックスの大きい領域の東西の広がりが,気候学的 にどの程度変動するのか。」という観点から,今回の豪 雨に関連する位置づけの検討も行えればと考えている。

また,降水帯の南縁の潮岬におけるゾンデによれば, 潜在不安定で自由対流高度も大変低かった。しかし, 広域の豪雨域の中の松江では,付近に線状降水帯が存 在した時間帯には深い湿潤対流に対して中立であった が,それ以外の多くの時間帯では南北の温度傾度もあ まり小さくない中での比較的安定な成層であった。し かし,現段階では,「激しい対流的降水と,広域に持続 したそこそこの強さの雨との混在」をもたらす傾圧場 の役割に関する理解には及んでおらず,過去の類似事 例にも目を向けながら,更に検討を続ける必要がある。



第1図 南風成分の偏差 (m/s) の分布 (2018 年 7 月 5 日 03JST(4 日 18UTC) ~7日 03JST(6 日 18UTC)の平均から,梅雨最盛期の平均(1948 ~2018 年の 6/16~7/15) を引いた差)。左が 925hPa, 右が 700hPa。 正値は,梅雨最盛期の平均よりも南風成分が強かったことを示す。

# 夏季の北海道における多湿環境の地球温暖化変化

\*高畠 大地・稲津 將(北大院理)

#### 1. はじめに

北海道にも梅雨のようにぐずついた天気が 現れることがあり「蝦夷梅雨」と呼ばれる。 蝦夷梅雨は一般に冷涼で陰性型である傾向に あり、本州の梅雨のような蒸し暑さを伴わな い[1]。近年の北海道では梅雨前線の北上に 伴い、本来の「梅雨」のような多湿で高温の 蒸し暑い気候となることがある。また、梅雨 末期の豪雨に似た極端な降水により、平成 30年7月豪雨、1981年石狩川洪水のような 被害も出ている。

そこで本研究では、夏季北海道に焦点を当 て、多湿環境の温暖化による変化を調べた。

#### 2. 方法

本研究では文部科学省気候変動リスク情報 創生プログラムで作成された「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)[2]を使 用した。d4PDF は高解像度全球大気モデル および高解像領域大気モデルを用いた最大 100 メンバのアンサンブル実験であり確率密 度分布の裾野にあたる極端気象の再現と変化 について、十分議論ができる。夏季における 北海道の比湿を 20 世紀の再現(過去実験)お よび産業革命から全球平均気温 4K 昇温した 将来(+4K 実験)をそれぞれに対し、多湿とそ れ以外に分けて、環境場の変化を調べた。

#### 3. 結果と考察

北海道(40°N~46.25°N, 138.75°E~146.25 °E)の 850hPa における比湿とその頻度分布 を図に示す。+4K 実験では過去実験と比べ て比湿が大きくなった。+4K 実験の平均値 10.3 g/kg は、過去実験の九州の平均値に相 当する。過去実験で極端現象とみなせる比湿 11g/kg 以上は+4K 実験では 41.0%の確率で 実現する。すなわち、現在の北海道では極端 な多湿環境が将来は高頻度に生じることを示 唆する。また、多湿図の合成図で偏西風ジェ ットは+4K 実験では過去実験ほど北上しな かった。したがって、北海道上で多湿環境が 実現される場合、過去実験では、南西モンス ーンにより、南方から水蒸気が直接輸送され るが、+4K 実験では気温上昇に伴う水蒸気 圧の増加に主に起因すると考えられる。



図:北海道における比湿の確率分布 (青:過去実験,赤:+4K実験).

#### 参考文献

[1] 新田尚 (2016). 気象災害の事典 -日本の四季と猛威・防災- 朝倉書店

[2] Mizuta et al. 2017: *BAMS*, **98**, 1383-1398.

# 領域気候ハイブリッドダウンスケーリングシステムの開発

\*若月泰孝<sup>1,2)</sup>・杉野伊吹<sup>1)</sup> 1)茨城大学理工学研究科,2)海洋研究開発機構

#### 1. はじめに

近年,複数の全球気候モデル(GCM)の気候変化予 測情報をダウンスケーリング(DS)することで,確率 論的予測情報を創出する研究が実施されている.そ の中で,領域気候モデル(RCM)による力学的DSは, 観測の少ない地域にも適応でき,1~2km 程度の格子 間隔の高解像実験であれば降水現象に対しても物理 的整合性のとれた結果を導き出すことができる.し かし,計算負荷が大きく,不確実性をカバーするだ けの数の高解像気候実験を実施することは困難であ る.そこで,少数の高解像 RCM 実験で得られた高 解像気候情報と低(中)解像気候情報の統計的関係を 学習し,他の多数の低(中)解像気候情報を統計的ダ ウンスケーリング(SD)によって高解像度化する.こ の考え方を,ここではハイブリッドダウンスケーリ ング(HD)という.HDの概念図を図1に示す.

#### 2. HDの手法と結果

HDは、低解像度情報の空間内挿(HI)とバイアス補 正(BC)に分けられる.HIでは、高解像格子に単純に 空間内挿を行い、高解像格子上で統計量の補正を行 う.統計量は高解像モデルと同程度になるように補 正されるが、降水システムなどの様相が補正される わけではないため、低解像モデル実験で線状降水帯 などの現象が HDによって現れるようになるわけで はない.HDでは高解像 RCM の空間分布情報を最大 限に活用する.BC での補正は、観測点近傍で観測 点と同じ値をとるように補正されるわけではく、補 正差や補正比の空間分布構造が、地理的条件(緯度・ 傾度・標高など)の関数になるように設計される.気 候値の空間分布が主に高解像モデル実験によって決 まってくるため、特に観測の少ない地域での詳細な 気候情報の推定には非常に有益である.

気温などの補正では、各時刻・各季節の補正差が 見積もられる.降水量の補正方法については、1時 間毎のデータを補正する.HDでは、降水量の確率 分布パラメータ(気候値)の補正比を推定する.短時 間降水量の確率分布形は複雑で、例えば Wakazuki (2011)は、弱雨側で指数分布・強雨側で Weibull 分布 となる結合分布を開発し、1時間降水量などの短時 間降水量を、弱雨も強雨も精度よく表現できること を示した.この分布関数に近い形として、まず指数・ Weibull 混合分布を検討できるが、Weibull 分布の指 数パラメータである cの推定誤差は、強雨側の降水 量の推定精度を著しく悪化させるリスクがある.よ って、本研究では、1時間降水量を次式のような混 合指数分布にあてはめてパラメータ推定した.

$$\begin{split} f(r) &= \mu \Big\{ \omega \lambda_1 e^{-\lambda_1 r} + (1 - \omega) \lambda_2 e^{-\lambda_2 r} \Big\}, \quad \omega = \frac{\lambda_2 e^{-\lambda_2 r^*}}{\lambda_1 e^{-\lambda_1 r^*} + \lambda_2 e^{-\lambda_2 r'}} \\ F(r) &= \mu \Big\{ \omega e^{-\lambda_1 r} + (1 - \omega) e^{-\lambda_2 r} \Big\} \end{split}$$

fは確率密度分布関数, Fは超過確率分布関数, パラメータは,  $\mu$ ,  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ の3つである. 解の多重性を回避 するため, 弱雨と強雨の境界  $r^*$ を 4mm/h で固定した. 2mm/h などに変更しても推定精度に大きな違いはな い. 図2は, 24km, 6km 解像度将来気候実験での 24時間降水量の年最大値を, HD で推定したもので ある. 2km 実験の答え(c)と非常に近い降水分布が, 6km 実験だけでなく 24km 実験からの HD による推 定値にも現れている.

HD の手法で補正されたプロダクトが,Si-CAT で 計算された領域気候実験に適用されている.発表で は,関東域の夏季の高解像度 RCM 実験(主に気温補 正)や,d4PDFの RCM データに適用した結果につい ても紹介する.



図 2:24 時間降水量の年最大値(31 年平均;9月,将来 気候実験(若月ほか 2016))の分布図.(a)24,(b)6, (c)2km 解像度実験値.(d),(e)は24,6km 解像度実験 から HD により推定した分布(学習は現在気候実験).

#### 謝辞

本研究は、気候変動適応技術社会実装プログラム(Si-CAT) の支援を受けた. JSPS 科研費 JP18H01673、環境研究総 合推進費フィージビリティー・スタディーの支援も受けた.

#### 参考文献

- Wakazuki, Y., 2011: New distribution functions for hourly and daily precipitation intensities during snowless season in Japan. Journal of the Meteorological Society of Japan, 89, 29-45, doi: 10.2151/jmsj.2011-103.
- 若月泰孝,原政之,藤田実季子,馬燮銚,井上忠雄,木村富士男,小 池俊雄,2016:気候差分ダウンスケーリング法による関東・中部 山岳域の確率論的気候変化予測. 土木学会論文集 B1(水工学), 72(4), I\_55-I\_60.

# 中国~東西日本における梅雨期の日々の降水変動・季節進行や 総観場に関する気候学的解析(第2報)

松本 健吾(岡山大学大学院自然科学研究科)\*,加藤 内藏進(岡山大学大学院教育学研究科), Ailikun(中国チベット研究所)

#### 1. はじめに

東アジアでは、盛夏期の前に梅雨前線(日本)やメイユ 前線(中国)と呼ばれる亜熱帯前線帯が現れ、西日本や長 江流域では 50 mm/day を超えるような「大雨日」が頻繁 に現れることはよく知られている(本報では、このような 日を「大雨日」と呼ぶことにする) (Ninomiya and Mizuno 1987)。東日本では大雨日の出現頻度はそれほど高くない が、西日本とは異なるタイプの大雨日の特徴がみられるこ と、長期データでみた多少頻度の少ない現象も含めた降水 イベントの特徴の多様性について、本グループは報告を行 った(2018年秋の気象学会、他)。一方、中国での梅雨期 の降水や前線帯の特徴の季節進行について、Matsumoto and Takahashi (1999, Geograph, Rev. Japan Ser.B) は、 東アジア各地での 1961~1990 年の日降水量データに基づ く解析により、5~8月の降水量と大雨日の寄与の地域的違 いや季節進行について報告した。さらに本グループは、 1951~2010年の日降水量データを使用し、長江流域での梅 雨に対応する降水量の季節的増大がみられる時期に、黄河 流域でも徐々に降水量が季節的増大を示すこと、総降水 量・大雨日降水量ともに大きい年の出現状況の南北の違い について報告した。(2019年春の気象学会、他)。

本報では、大雨日の現れ方や総降水量へ寄与する日々の 降水の特徴の年々の変動にも更に注目して、より多くの地 点について解析を行った結果を報告する。なお、本研究で 用いた中国の日降水量データは、科研費 基盤研究(S)「過 去120年間におけるアジアモンスーン変動の解明(H26~ H30、代表者:首都大学東京 松本 淳)の一環として、 研究代表者が中国から入手したものである。

#### 2. 各地点における降水特性の違い



第1図 本報で使用したデータの主な地点。青島は 1961~2010 年、 徐州は 1960~2010 年、阜陽は 1953~2010 年、その他の地点は 1951 ~2010 年の日降水量データを使用。

第1図に示す中国の地点についての無降水日率の季節進 行を第2図に示す。前回、本グループは長江流域と黄河流 域での梅雨に対応する降水量の季節的増大の現れ方の違い や見られる降水特性の違いについて指摘した。南側5地点 (安慶、南京、南昌、杭州、武漢)では、6月下旬に無降 水日率が減少するが、減少した無降水日率はあまり持続さ れず、7月に入るとまた無降水日は増える。一方北側6地 点(済南、鄭州、青島、徐州、阜陽、南陽)でも、南側と 同じ時期の6月下旬から無降水日率は減少し始めるが、ゆ っくり減少していき、7月で極小がみられ、その減少した 無降水日率は8月下旬頃まで持続する。



第2図 4/1~11/30における各地点の無降水日率の11日移動平均。 期間は第1図を参照。無降水日は0.5 mm/日未満とする。

第3図をみると、大雨日降水量の寄与率が総降水量に及 ぼす影響やその年々変動も、南側5地点と北側6地点で大 きく異なることがわかる。黄河流域では寄与率が大きくな っても総降水量自体がそこまで大きくならない。長江流域 の地点でもそのような年はみられるが、寄与率と総降水量 がともに大きい年もよくみられる。



第3図 1951~2010年の 6/16~7/15 の各地点における各年の総降 水量(縦軸、mm/dayに換算)と大雨日降水量の総降水量への寄与 率(横軸、%)の関係を示す散布図。

#### 3. 梅雨最盛期の中国での大気場

梅雨最盛期の気候的平均場を第4図に示す。水蒸気フラッ クスは南側ではかなり大きくなっているが、北側では少し 小さくなるものの、そのまま吹き抜けている量も少なくな い。また、その辺りから北方にかけて、東西の温度傾度が 強くなっており、北側6地点はそういった場所に位置する。 この位置関係が、南北の降水の季節進行の違いや、総降水 量の振れ幅と大雨日降水量寄与率の大きい年の出現頻度の 違いにどのように影響しているのかも、報告予定である。



第4図 1951~2010年の6/16~7/15における気温(左)と水蒸気 フラックス(右)の気候的平均場。

冬をはさむ季節進行の中でみたドイツ付近の日々の気温変動に関連した 総観気候学的解析(東アジアとの比較の視点から)

\*三宅千尋 (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研究科(理科)), 桑名佑典 (岡山大学大学院教育学研究科(理科)),大谷和男 (テレビせとうち(株))

#### 1. はじめに

季節サイクルとそこから育まれる季節感は、中高緯度地域 の気候を特徴づける重要な要素であるが、それらの地域差は 大きい。また、その詳細な把握・理解は、極端現象の背景と しても、季節感などを接点とする文化理解教育の背景の一つ としても重要である。ところで、単に季節の特徴は、気象・ 気候要素の平均値からだけではなく、季節内あるいは日々の 大きな変動の幅や多様性も含めて把握すべきものである。例 えばドイツ語文化圏における「ファスナハト」(冬の追い出し 行事)にみられるような、「どうしても追い出す必要がある厳 しい冬」という季節感、単に九州〜関東よりも冬の平均気温 が4~5℃低いだけでなく、大変大きな日々の気温の変動の中 でしばしば、-10~-15℃に達するほど日平均気温が極端に低 い日が出現することに関係している(加藤、加藤 2019:『気 候と音楽』、協同出版)

濱木他(2018)は、2001年を中心とする事例解析より、こ のようなドイツ付近の季節内変動スケールでの気温変動に伴 う極端な高温日、低温日の出現とアイスランド低気圧の季節 内変動的なふるまいとの関係を指摘した。しかし、桑名他 (2018年秋季全国大会は、2000年の事例に基づき、アイスラ ンド低気圧の季節内変動短周期の変動の特徴の、冬の前半と 後半との間の非対称性を指摘した。なお、日本付近について

も、加藤他(2017)などは、日本列島での初冬と早春との冬 をはさむ非対称性に注目して ESD(: Education for Sustainable Development)を取り込んだ学際的な文化理解教育の指導法開 発を行うなど、季節進行の非対称性は、文化理解の際にも興 味深い視点の一つと考える。

ところで,主に年々変動の視点からは,NAO(:North Atlantic Oscillation) に関連したアイスランド低気圧のふるまいと,ヨ ーロッパ付近の暖冬,寒冬の違いとの関係にも,古くから注 目されてきた(渡部,本木(2004)解説もある)。しかし,日々 の大きな気温の変動とも関連した季節内変動や,その非対称 的な季節進行の中で種々の変動がどのように関わっているの かも興味深い。

そこで本研究では、東アジアとの比較気候学的視点も交え て、ヨーロッパの季節サイクルに関わる上述のような気候学 的理解を深めるために、1981~2010年についての解析に着手 した。本講演では、その第一歩として、桑名他(2018秋季全 国大会) でも一部取り上げた 2000/2001 年の冬の前半と後半 との比較について報告する。解析には,主に NCEP/NCAR 再 解析データ (2.5°×2.5°緯度経度格子, Kalnay et al. 1996) を 用いた。

2. ドイツ付近の冬の気温に関連した大気場の季節進行の 中でみた特徴

2000年9月~2001年8月におけるドイツ付近の冬の日平均 地上気温の変動を第1図に示す。12月中旬から3月末にかけ て気温の変動の振幅が極端に大きくなり、-5℃~-10℃程度の 極端な低温日も時々出現する。大きな季節内変動も伴いなが ら平均場のアイスランド低気圧が出現する期間を比べると、

(図略)低温日が出なくなるタイミングはアイスランド低気 圧が消滅するタイミングとほぼ一致するが、極端な低温日が 出現し始めるタイミングはアイスランド低気圧の形成される 10月ごろ(加藤,加藤,大谷 2017)よりは2ヶ月ほど遅れてい た。もちろん日々で見ても、アイスランド低気圧はその南東 縁での南西への西南西風による暖流移流でドイツ付近の気温 の低下を妨げる働きをするので、直接それが極端な低温日を 生じさせるわけではない。しかし、そのようなアイスランド 低気圧の変動の特徴が季節進行の中で変化すれば、冬の中の あるタイミングでドイツ付近の日々の気温の変化の仕方の違 いが生じうるので、そのような点も交えて大気場を吟味する。



第1図 ドイツ付近の 50°N/10°E における日平均地 上気温(℃)の時系列。ドイツ付近の 50°N/10°E, 2000 年9月~2001年8月について示す。各月の初日の位置 に横軸の月名を記した。

ヨーロッパにおける低気圧活動の季節サイクルとθ。でみる日々の安定度の変動(2000年を例に) \*桑名佑典(岡山大学大学院教育学研究科(理科))・加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

1. はじめに

これまで本グループは、東アジアとの比較の 視点も交えて、ヨーロッパ付近の日々の低気圧 活動に関する 2000 年の事例解析に基づき、暖候 期の日々の高低気圧は、等価順圧構造を持つ季 節内変動スケールでの高低気圧の交代と大いに 関連していることを指摘した。(2018 年秋の全 国大会)。

ところでドイツ周辺から北ヨーロッパ周辺の 日平均気温の日々の変動は、年間を通じて東ア ジアよりも大きい。また暖候期のドイツ周辺で は、総降水量は九州〜関東よりも少ないにもか かわらず雷日数は多く、暖候期の季節感との関 係も注目されている(加藤・加藤、2014)。ドイ ツ周辺は亜熱帯ジェットの北側に位置し、大気 の不安定度が強くなる要因は日本付近の梅雨や 盛夏期と異なることが予想される。そこで本講 演では、夏の高低気圧活動の季節内変動と日々 の安定度の変動についての解析結果を報告す る。なお本研究では、主に NCEP/NCAR 再解析 データ(2.5°×2.5°緯度経度格子)を用いた。ま た地面からの加熱による日変化が安定度に与え る影響は小さくないので、日平均データだけで なく 18UTC のものも使用して大気条件の解析を 行った。

2. 暖候期におけるドイツ周辺の安定度

図1は北欧(10E/65N)とドイツ付近(10E/50N) における日平均の( $\theta e_{500}$  -  $\theta e_{925}$ ) ( $\equiv \triangle$ (h/Cp)。 θeは湿潤静的エネルギーhをCpで割ったものと して計算)の時系列を示す。北欧では一年を通 して安定な状況を示すのに対し、ドイツ周辺の 暖候期は不安定な状況(0~-10K)が頻繁に出現す る。また 18UTC における Δ(h/Cp)は平均的に安 定度が悪く、日平均値よりも4K程度小さかった (図略)。しかも SLP 季節内変動が北欧付近で正 偏差・負偏差だったそれぞれの期間とも、非常 に不安定な状況が頻繁に現れたことは注目され る(図 2)。なお全体として 500hPa と 925hPa で の温度差(ΔT<sub>500-925</sub>)が大きい方が不安定度は強か ったが、同じような不安定度を示す場合の△ T500-925の範囲のばらつきも大きく、ドイツ付近 でも下層の比湿も不安定度の違いに大きく反映 されていた。

3. ドイツ付近の安定度に関わる大気場 SLP 季節内変動の正・負それぞれの偏差時にお いて数日程度持続する不安定な状況がしばしば 出現した。そこで、それらの状況での大気場を 比較すると同じ SLP 偏差分類期間でも気圧配置 や暖湿な空気の流入の違いによって安定度の差 が見られた。例えば SLP 負偏差時の 7/10-7/12 には、上層の寒冷渦の南縁部を東進する傾圧不 安定波的な構造の低気圧が北海沿岸に出現し、 その南方のドイツ周辺では下層の暖湿移流も加 わり安定度を悪くしていた。つまりこの事例で は、季節内変動スケールの寒冷渦が南下した中 での日々の低気圧に伴う下層の暖湿移流という 組み合わせが注目される。

一方、SLP 正偏差時の 7/24-7/27 に等価順圧 構造を持つ高気圧が 70°N を中心に出現し、アゾ レス高気圧との間にある低圧域が東西方向に延 びていた。そのためドイツ付近では下層の暖湿 移流に伴って安定度が悪くなった。

ところで日本列島付近の盛夏期には、高温多 湿な海洋性熱帯気団に覆われて平均的に強い対 流不安定となっている。また梅雨前線の北方に ある場合でも、寒冷渦の接近により安定度が悪 くなることがある。しかし暖候期のドイツ付近 では、季節内変動スケールの高低気圧に重なっ た日々のシステムや南方のシステムとの関係の 中で、多様なプロセスで不安定な状況が形成さ れている点が注目される。今後はこのような状 況を生み出す大気場の役割や降水過程との関わ りについて、東アジアと比較しながら解析を行 う。



(図1)2000年の10E/50Nと10E/65Nにおける日平均h<sub>500</sub>/Cph<sub>925</sub>/Cpの時系列(K)。



 (図 2) 期間3 (5/15~8/31)の10E/50Nにおける日平均 h500/Cp・h925/Cp階級別出現頻度のヒストグラム(K)。
 赤がSLP正偏差時、青がSLP負偏差時を示す。

# C201

# 2018年1月11-12日の新潟市の大雪にかかわる日本海上の高気圧性循環

## \*本田明治 1,2

#### 1: 新潟大学理学部 2: 新潟大学災害·復興科学研究所

#### 1. はじめに

2017/18年冬季は全国的に寒冬多雪傾向で、特徴として は本州日本海側の海岸平野部にしばしば降雪が集中した ことである。顕著な偏西風の蛇行で分裂した極渦の一つが 極東上空に冬季間留まったこと、また亜寒帯ジェットに沿 う波列がしばしば強化されたことで、日本付近では寒気が 西回りで侵入しやすく、日本海寒帯気団収束帯(JPCZ) が発達しやすかったことがその一因と考えられる。本研究 では通常降雪の少ない新潟市で2018年1月11日~12日に 24時間降雪量が80 cmに達した記録的な事例に着目した。 本大雪事例ではJPCZに加えて、北方からの別の帯状降雪 雲が合流しており、後者の形成には日本海上に発現した高 気圧性循環がかかわっていたと考えられる。今回は数値実 験の結果を中心にその一連の過程の解明を目指す。

#### 2. 1月11日~12日の新潟市の降雪の特徴と総観場

2018年1月11日昼頃~12日午前にかけて新潟市一帯 ではほぼ 24 時間降雪が継続し、最深積雪は 80 cm (2 日 間の降雪量は84 cm)に達した。日本付近は9日より冬型 の気圧配置となり、10日~11日にかけて日本海の西側で 南北に走る等圧線は次第に「くの字状」になり(図1左上)、 JPCZ が形成され始めた。本州上空では西南西の風が卓越 し、これにより JPCZ は山陰沖~北陸・新潟の走向となり、 新潟県方面に雪雲が入りやすい状況が 11 日午前~12 日 昼頃まで継続していた。また北海道西部では10日夜に小 低気圧が発現し、11日朝~12日朝にかけて後志沖で停滞 していた (図1左上)。この低気圧の南方の東北日本海側 ~新潟県では等圧線が「逆くの字状」の高気圧性循環とな り、山形県〜新潟県の沿岸部では次第に北北東〜南南西に 延びる収束線が形成され、帯状の雪雲が新潟市域に流れ込 みやすい状況となった。新潟市域への雪雲の侵入は11日 の夕方までは主に JPCZ によるものであったが、次第にこ の帯状降雪雲が北〜東寄りの風に伴って侵入するように なった。

日本海上の大気場の3次元構造に着目すると、JPCZ及 び北海道沖の低気圧に伴う上昇流が600 hPa付近で発散 域を形成し、その間の日本海上空では収束域となっていた。 この上空の収束域の下の海上付近では高気圧性渦度場及 び発散域となっていた。従って上空の収束域に伴う下降流 が海上付近で高気圧循環を形成していたと推測される。東 北沿岸に吹き出した風は海岸線に沿って収束線を形成し、 雪雲を新潟市付近に継続的に侵入させたと考えられる。

#### 3. 数値実験の結果とまとめ

1月11日~12日の大気場を再現するためにJMA-NHM を用いた。初期値・境界値には気象庁メソ客観解析

(MANAL)及びメソ陸面客観解析値を用いて、水平分解 能5 km、2 kmの2領域を1-wayネスティングで計算した。 雲物理過程には表層を含むバルクモデルを、乱流過程には MYNN2.5を、積雲パラメタリゼーションは第1領域のみ Kain-Fritchスキームを用いた。積分時間は日本時間11日 9時~12日12時までとした。

日本海上で形成されたJPCZは11日午前中に南下しな がら強化され、昼頃には北緯37-38度で西南西〜東北東の 走向を持ち、新潟市域を含む越後平野にかかり始めた。一 方山形県〜新潟県北部の沖合では高気圧循環場が形成さ れ、沿岸近くに明瞭な帯状降雪雲が形成されていた。11日 午後になると高気圧性循環に伴う北風領域が越後平野に 侵入し、JPCZに伴う帯状降雪雲は押されるような形で南 下した。11日夕方以降は北北東〜南南西の走向を持つ収束 雲が越後平野北方海上で次々と形成され北寄りの風とと もに新潟市域にかかる状態が12日午前中まで続いた(図 1下)。再現実験における新潟市域の降雪量は45 cm程度 で観測の半分程度であったが、日本海上の大気場の3次元 構造も含め観測結果とは概ね整合的であった。

高気圧性循環と北海道西岸の小低気圧の関係について は、「逆向きシア」の寄与が考えられる。低気圧の西側の 北風は寒域を右手に見て吹いており(図1右上)、温度風 の関係から高度とともに北風は弱まっている(図略)。低 気圧進行方向前方の南側(後方の北側)では寒気(暖気) 移流と共に下降域(上昇域)となっており、この下降域が 高気圧性循環の形成に寄与していることが考えられる。

北海道西岸に発現する小低気圧はいわゆるポーラーロ ウとして解釈できるものと考えられるが、どのような総観 場の条件で高気圧性循環場を形成され得るのか、また JPCZとの因果関係はあるのか、など解明すべき点が多い。 これまでの日本海沿岸の大雪事例においても北海道西岸 に小低気圧が確認されている例は少なくなく、これらの事 例の調査も含めて、日本海沿岸部に局所的な大雪をもたら す高気圧性循環場の特性を理解していきたい。

本研究は、科学研究費補助金 17H02067、国立極地研究所一般共同研究、 新潟大学災害・復興科学研究所共同研究の助成を受けています。



図 1. (左上) 1月11日18時の地上天気図(気象庁)、JMA-NHMにより再現された(右上)1月11日15時の900hPa気 温(K)と風向風速(m/s)、(下)同19時の降雨強度(mm/h)と 風向風速(m/s)。

# 日本海と太平洋を通過する爆弾低気圧の前線構造の違い

\*門前由喜子(東京学芸大学), 佐藤尚毅(東京学芸大学)

#### 1. はじめに

爆弾低気圧は発達率でのみ定義されることが多 い。しかし先行研究では、爆弾低気圧が経路ごとに 発達する要因が異なることが明らかになっている。 また低気圧の前線構造の研究として、天気図解析の 基礎となる古典的 N モデルではなく、新しい低気 圧・前線モデルであるSモデルを考慮した解析が近 年では行われており、日本周辺の低気圧に関しても Sモデルに該当するLife Cycle が見られることが分 かっている。そこで本研究では2016年から2018年 に発生した爆弾低気圧の中から、太平洋を通過する ものと日本海を通過したものを抽出し、S モデルを 考慮した前線構造の解析を行なって、前線の構造と その時間変化の相違点を調べた。

#### 2. 解析手法

一般に天気図上の前線は主観解析によって決定 されるが、本研究では客観的に決定するための指標 として、TFP(Thermal front parameter)(Renard and Clarke, 1965)を用いた。

$$\text{TFP} = -\nabla |\nabla \tau| \cdot \frac{\nabla \tau}{|\nabla \tau|}$$

ここでτは温度である。解析された前線構造の違い を評価するとともに、温度場、風向、風速、水蒸気、 上空のジェットなどの環境場との関連などから比 較した。

## 3. 結果と考察

太平洋を通過した爆弾低気圧(図1)はTボーン が明瞭で、発達後期には後屈温暖前線が見られ、典 型的なSモデルの前線構造であった。一方、日本海 を通過した爆弾低気圧(図2)は、前線断裂が見ら れたものの、後屈温暖前線に発達せずに衰退してし まうものがほとんどでNモデルに近いLife Cycle で あった。また日本海を通過する爆弾低気圧は寒冷前 線の方が顕著であった。日本海を通過した爆弾低気 圧は発生初期に大陸から吹き出す西風の影響で、発 生初期に寒冷前線が低気圧中心から切り離されて しまったことがSモデルの前線構造にならなかった 原因の一つだと考察できる。

当日は温度場の時間微分に注目し、発達にどの項 が関与しているかを調べることによって、前線構造 とその発達の違いをさらに詳しく評価する。



図 1 2016 年 12 月 15 日 06 時 UTC の 850hPa 面 TFP (色)[K/m<sup>2</sup>] と水平風 (ベクトル) および SLP(等値線)[hPa]。黒丸は低気圧の中 心位置である。陰影間隔は 60×10<sup>6</sup>K/m<sup>2</sup>。ベクトルは 60m/s であ る。等圧線間隔は 4hPa である。



図2 図1と同じ。ただし2018年01月08日18時UTCである。

-123-

# 大規模アンサンブルデータ d4PDF における数十年規模の爆弾低気圧活動

している。

\*築地原 匠(鹿児島地方気象台),川村 隆一(九大院・理)

## <u>1. はじめに</u>

Tsukijihara et al. (2019、以下 T2019 と略す) では、地上観測データと再解析データより、北海 道地方で暴風と強い降水の頻度が近年増加してお り、これが北進タイプの南岸低気圧数の増加に起 因することを示した。その原因として、1998/99 年を境とする数十年規模の熱帯のレジームシフト に伴い亜熱帯ジェットに沿うロスビー波束伝播が 活発化し、日本東方のリッジが発達しやすくなり、 このリッジが南岸低気圧の東進をブロックして北 進タイプを増加させた可能性を指摘した。

しかし北進タイプの南岸低気圧数の近年の増加 に対して、①地球温暖化と自然変動のどちらが重 要なのか、②熱帯のレジームシフトの影響は確か なのか、という疑問が残されている。本研究では 大規模アンサンブルデータ d4PDF を用いて、①・ ②について明らかにする。

## <u>2. データ</u>

大規模アンサンブルデータ d4PDF は水平解像度約 60 km の気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2 で計算されており、本研究では過去実験と非温暖化実験の各100 メンバー、 1979/80-2009/10 年の各3100 年分の冬季 (12-2月)のデータを使用する。

#### <u>3. 結果</u>

d4PDF における北進タイプの南岸低気圧数は、 過去実験・非温暖化実験ともに 1998/99 年を境に 増加傾向を示す。特に両実験の経年変動がほとん ど一致していることから、近年の地球温暖化の影 響は小さく、自然変動の影響が支配的であること が示された。また T2019 で示した熱帯降水 (75°-135°E, 0°-20°N) についても、両実験で 1998/99 年を境に同程度の増加傾向が確認された。

次に熱帯のレジームシフトが北進タイプの南岸 低気圧数の増加に影響していることを検証するた めに、T2019 での北進タイプの南岸低気圧に関す る合成図を参考に、亜熱帯ジェットに沿う波列パ ターンをインデックス化する。これは 250-hPaの ジオポテンシャル高度偏差を用いて、 *NI* = Z'(102.5℃, 27.5℃) – Z'(132.5℃, 40.0℃) + Z'(157.5℃, 42.5℃) で定義する。すべての解析期 間について6時間毎に NIを計算し、NI値が上位 10% (NI10%と略す)の事例を調査する。過去実験 における NI10%の合成図が図 1 であり、亜熱帯 ジェットに沿う明瞭な波列パターンが確認される。 T2019より、チベット高原上の高気圧偏差は上流 からの波束伝播とベンガル湾付近の対流活動によ り強化され、日本付近のトラフとリッジの偏差は 南岸低気圧の急発達と経路に影響を与える。図 2 は過去実験における NI10%の頻度、北進タイプの 南岸低気圧数、熱帯降水をそれぞれ標準化した経 年変動を示す。これらは 1998/99 年を境に明瞭な 増加傾向を示し、それぞれの経年変動がよく対応

T2019 とこれらの結果をまとめると、1998/99 年のレジームシフトに伴うフィリピン付近の海面 水温上昇が熱帯降水を増加させ、亜熱帯ジェット に沿う波列パターンを活発化させて北進タイプの 南岸低気圧数の増加に寄与していることが示され た。またこれらの変化傾向は主に自然変動に起因 しており、近年の地球温暖化の影響は直接的に関 係していないことも明らかになった。



図 1 過去実験 100 メンバーにおける NI10% (4347 事例) の *T* = 0 hr での合成図。250-hPa のジオポテ ンシャル高度 (灰線、m) とその偏差 (陰影) を示す。



図 2 過去実験における NI10%の頻度 (黒線)、北進 タイプの南岸低気圧数 (赤線)、熱帯域 (75°-135°E, 0°-20°N) で領域平均した降水量 (青線)の各 100 メ ンバー平均を標準化した経年変動。

# 日本付近で発達する温帯低気圧の構造と環境場のジェットの関係

\*栃本英伍<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

温帯低気圧は多様な構造を持つ。前回の発表(栃本 2019 秋 季大会 D306)では、日本海およびオホーツク海で発達する低 気圧 Okhotsk-Japan Sea Cyclone (OJC) と北西太平洋で発達す る低気圧 Northwestern Pacific Ocean Cyclone (NPC)の前線構造 の特徴を調べた。OJC と NPC で前線構造に異なる特徴が見ら れ、OJC は寒冷前線の発達が温暖前線よりも顕著であり、特 に MAM において寒冷前線の発達が顕著であった。NPC は温 暖前線の発達が季節全体を通して顕著であった。また、北西 太平洋で発達する低気圧 Northwestern Atlantic Ocean Cyclone (NAC)と NPC を比較すると、温暖前線の構造に違いが見られ、 NAC に伴う温暖前線が NPC よりもより北東に伸びる特徴を 持つことが分かった。

低気圧および前線構造は環境場のジェット気流の構造に大 きく影響を受けることが指摘されているが、北西太平洋と北 西大西洋の低気圧構造の違いとジェット気流の関係は十分に 理解されていない。そこで今回は、環境場のジェットと低気 圧の位置関係に着目し、低気圧構造とジェットの関係を調べ た。

#### 2. 解析期間と解析方法

解析期間は 1978 年 12 月~2016 年 11 月の春季(MAM)、秋季 (SON)、冬期 (DJF) である。使用したデータは JRA-55 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。ある程度発達する低気圧の特徴を調べるために発達率 が 0.5 Bergeron (Sanders and Gyakum 1980)以上の低気圧を対象 とした。また、前回と同様、北西太平洋で発達する低気圧を OJC)とした。また、北西太平洋と似た特徴を持つ海域で発達する低気圧を NAC 気圧と比較するために、北西大西洋で発達する低気圧を NAC とした。

また、環境場のジェット気流との関係を調べるために、低 気圧中心が環境場のジェットに対して存在する位置によって 低気圧を4つに分類した。ここでは、20日平均の風速場を 850hPaから250hPaまで鉛直平均した場を環境場のジェット Uと定義した。風ベクトルの方向を*s*,風ベクトルに対して垂 直な方向を*n*とし、最大発達率の時刻における低気圧中心位 置において $\partial U/\partial s > 0$ かつ $\partial U/\partial n > 0$ の場合は right confluence (RCONF)、 $\partial U/\partial s > 0$ かつ $\partial U/\partial n < 0$ の場合は right diffluence (LCONF)、 $\partial U/\partial s < 0$ かつ $\partial U/\partial n < 0$ の場合は left confluence (LCONF)、 $\partial U/\partial s < 0$ かつ $\partial U/\partial n < 0$ の場合は left diffluence (LCONF)、 $\partial U/\partial s < 0$ かつ $\partial U/\partial n < 0$ の場合は left diffluence (LCONF)、 $\partial U/\partial s < 0$ かつ $\partial U/\partial n < 0$ の場合は left diffluence (LDIFF)と低気圧を分類した。各カテゴリーの低気圧について 上記4グループの分類を適用した。例えば、NPC が RCONF に分類された場合、NPC-RCONFと表記する。

さらに、低気圧に伴う前線の特徴を調べるために、thermal front parameter (TFP; Hewson 1998)を用いた。本研究では Schemm et al. (2015)と同様に 850hPa の相当温位を採用し、 TFP=0 の点が 500km 以上連続していれば前線と定義した。

また、低気圧の構造を調べるために、NPC, NAC, OJC それ ぞれのカテゴリーにおいて、各低気圧の中心を重ね合わせた コンポジット解析を行った。ここで、Key Time (KT)は発達率 最大の時刻とし、その前後 48 時間(KT-48~KT+48)の時間発展 を調べた。

#### 3. 結果

コンポジット解析を行った結果、4つのカテゴリーで異な る低気圧構造の特徴が見られた(図1)。NPC-R(L)CONFでは NPC-R(L)DIFFと比較して温暖前線が活発であり、ジェットの 合流場と分流場で現れる低気圧の特徴と整合的であった(e.g., Schultz et al., 1998)。また、NPC-RCONF (DIFF)と NPC-LCONF (DIFF)を比較すると、低気圧中心の南側の寒冷前線領域で違 いが見られた。NPC-LCONF(DIFF)では寒冷前線がより低気圧 の南側や南東側に存在しており、温暖前線に接近している一 方、NPC-RCONF(DIFF)では寒冷前線が低気圧の南西側に位置 しており、温暖前線との距離が NPC-LCONF(DIFF)よりも遠い。 この特徴は、ジェットの低気圧性シアと高気圧性シアの影響 によって現れる低気圧構造の特徴と整合的である (e.g., Wernli et al., 1998)。

NPC と NAC を比較すると、4つのカテゴリー全てにおい て、NAC の方が低気圧中心の北東領域で温暖前線が活発であ った(図略)。これは、環境場の傾圧性が低気圧の進行方向前 方でより北東に傾いているためであることが示唆される。 NPC-RCONF と NAC-RCONF を比較すると、KT+12 において NAC-RCONF は寒冷前線がより低気圧中心の南まで移動し、

Tボーンのような特徴が見られるのに対し、NPC-RCONFでは上で述べたように寒冷前線が南西に伸びている様子が見られた。この違いは上層擾乱の強さや位置が影響していると考えられる。NAC-RCONFでは上層擾乱が低気圧の南側まで侵入し、寒冷前線の活動に影響していると考えられる。一方、NPC-RCONFでは上層擾乱がNAC-RCONFよりもかなり弱く、低気圧の南側への侵入も見られない。

一方、OJC は 8 割以上が LCONF に分類され、寒冷前線が より活発であるという特徴が見られ、前回に示した結果と非 常に似た特徴が得られた(図略)。



図 1 (a) NPC-LCONF, (b) NPC-LDIFF, (c)NPC-RCONF, (d) NPC-RDIFF における前線の頻度(カラー)と相当温位勾配の コンポジット (K/100km)。座標(0,0)は低気圧中心。

# 寒冷渦が台風の温帯低気圧化に与える影響

\*入江健太(東京学芸大学),佐藤尚毅(東京学芸大学)

#### 1. はじめに

台風の温帯低気圧化(温低化)は台風が中 緯度に移動し,台風の構造の特徴が崩れるこ とで起こることが知られている。台風は温低 化した後に再発達することがある。その要因 として Klein et al. (2012)は中緯度トラフの影 響があると述べている。中緯度トラフは発達 すると Cutoff Low System と呼ばれる閉じた低 気圧性循環をもつシステムになり,そのライ フサイクルは4つの段階を経る(Nieto et al. 2005)。

本研究では 2009 年~2018 年の夏季におけ る寒冷渦と台風の接近事例を抽出し,温低化 する台風への寒冷渦の影響を調べた。

## 2. データと方法

JRA-55再解析データ(Kobayashi et al. 2015) を用いて Nieto et al. 2005を参考に寒冷渦を抽 出・分類し, ULT (Upper Level Trough), Tearoff, Cutoff, Final の4段階とした。解析期間は2009 年~2018年の10年間で日本への台風接近数が 多い7月~9月の3ヶ月を対象とした。解析範囲 は東経100度~170度, 北緯20度~70度である。

#### 3. 寒冷渦と温低化する台風の例

ここでは、台風の温低化時に見られた寒冷 渦の段階を分類した結果を示す。台風は気象 庁が接近・上陸と発表した台風、118 事例のみ を扱った。台風が温低化時に寒冷渦に接近し た事例は38 事例であり、そのうち ULT が28 事例、Tearoff が5 事例、Cutoff が6 事例、 Final が0 事例であった。次に温低化後の台風 の動きとして寒冷渦とマージした事例としな かった事例に分けたところ ULT はそれぞれ 15 事例と 13 事例, Tearoff はそれぞれ 3 事例 と 2 事例, Cutoff はそれぞれ 4 事例と 2 事例 であった。切離した渦とみなせる Tearoff と Cutoff の事例について,その渦と温低化した 台風がマージした事例としなかった事例を示 した (図 1)。偏西風領域が広い場合温低化後 マージしやすく,切離した渦ではマージしに くい傾向にあった。



図 1. 温低化後に寒冷渦とマージした台風としなかった台風の例。上図は台風 1610号,下図は台風 1606号である。陰影は温低化時の 200 hPa 渦位 [PVU],等値線は太線が 200 hPa 高度,細線が 850 hPa 高度 [gpm, 30 m 間隔]を表す。実線と点は温低化前後の台風経路と中心を示し,四角は 温低化時を示す。

# 寒冷渦・トラフを連続的に補足する 新客観的強度指標の提唱



\*春日悟,本田明治,浮田甚郎(新潟大学),山根省三(同志社大学),川瀬宏明(気象研究所),山崎哲(海洋研究開発機構)

#### 1. はじめに

寒冷渦は, 偏西風蛇行に伴う総観規模(直径数百km ~約2000km[1])の対流圏上層の低気圧であり,しばし ば集中豪雨や竜巻などのメソスケール(数km~数百 km)の気象擾乱に関与する.気象災害を引き起こすメ ソスケール擾乱の予測リードタイム向上は急務であり, 時空間スケールの大きい総観規模現象に属する寒冷渦 とメソスケール擾乱とのスケール間相互作用の解明は, 問題解決の強力な一助となる.中でも竜巻と寒冷渦と を取り扱う研究は挑戦的であり,例えば竜巻を伴った 寒冷渦の特徴やその発達・衰退のライフサイクルにつ いてはほとんど未解明である.

本研究では、その第一段階として、新たな寒冷渦の客 観的な抽出手法の提案を行う.また、より正確な寒冷渦 の起源の議論にはその原初的な現象であるトラフをも 考慮すべきだが、寒冷渦とトラフはこれまで基本的に 異なる指標で評価されていた.よって本研究では、トラ フ〜寒冷渦を連続的に捕捉し、その発達・衰退のライフ サイクルを表現しうる客観的強度指標の作成を試みた.

#### 2. 新強度指標

本強度指標の特徴および利点は、局所的・診断的に背 景場を定義し、トラフ(波)を渦と平行流とに線形分離 [2]することで、渦を寒冷渦あるいはトラフとして補足 し、渦の等圧面上での高度の水平方向の「傾き」により 強度を一様に評価する点にある.この強度からトラフ と寒冷渦の区別を客観的に決めることができる.以下



図1. (a) 2012 年 5 月 6 日 00UTC の 200 hPa 高度(線)とその東 西平均からの偏差(色). 緑線は 100E から 170E の 38.75N 度線, (b) パネル a の A-B 線に沿った高度偏差の東西分布, (c) 同時 刻 200 hPa 高度(線), 関数F(色), 上層擾乱の中心(緑点), 各上 層擾乱の最適半径r<sub>o</sub> (緑円). 便宜的に寒冷渦とトラフをまとめて上層擾乱と呼ぶ。

図 la は「つくば竜巻」発生直前(2012 年 5 月 6 日 00UTC)の 200 hPa 高度分布とその東西平均からの偏差 である.図 lb は図 la 中央の寒冷渦に対応した偏差極 小点を通る A-B 線上の高度偏差東西分布である.高度 極小点と他点の高度差による傾きはその 2 点を通る直 線が高度差東西分布の曲線に接する時に極大となる (図 lb 赤実線).この傾きは渦の強度に比例し、この 接線の傾きを「最適傾き」(optimal slope, *S*<sub>0</sub>)と定義し た.また極小点と接点との水平距離を「最適半径」

(optimal radius, r<sub>o</sub>, 図 lb 緑矢印)と定義した. r<sub>o</sub>をも とに、東西南北 4 方向への高度差の傾きを計算し平均 する関数Fを定義し、上層擾乱の強度とした、Fの極大 点は渦が最も強く見える点と言えるので、その点を上 層擾乱の代表点と定義した.図 la と同じ高度分布への 適用結果を図 lc に示した.また各々の渦のr<sub>o</sub>での強度 とその背景の平行流の傾きを同時に定義し、両者を比 較することで、寒冷渦とトラフを客観的に区別できる (ここでは示さない).

今後は、過去に竜巻を伴った上層擾乱のSoやその環 境場を調べその強度指標としての性能を検証してゆく. 参考文献

 Kentarchos, A. S., and T. D. Davies, 1998: A climatology of cutoff lows at 200 hPa in the Northern Hemisphere, 1990–1994, *Int. J. Climatol.*, 18, 379–390.

[2] 廣田 勇, 2011:渦のいろいろ. 天気, 58, 999-1003.

本研究は科学研究費補助金 17H02067 の助成を受けています.



# 総観規模擾乱に伴う南極氷床上の降水形成機構

平沢尚彦(極地研)、山田恭平(長野県環境保全研)

## 1. はじめに

南極氷床を涵養する主なプロセスは、総観規模擾乱 に伴う短時間の強い降水と弱い降水を継続的に降ら せる晴天降水である(Schlosser et al., 2008 など)。そ れぞれのプロセスの氷床涵養への寄与は地域ごとに 異なると考えられるが、明確示した研究はない。例 えば、2003 年のドームふじ基地の1年間の降水量の 40%程度が総観規模擾乱に伴ってもたらされた (Dittmann et al., 2016)などのいくつかの地点や期間

の限られた結果が示されるまでにとどまっている。

また、総観規模擾乱に伴う降水は、南極氷床上の沿 岸域から内陸部に観測されるが、降水形成過程や水 蒸気の供給のメカニズムは明確ではない。事例ごと に異なる可能性もある。平沢・山田(2017)は昭和基地 に強風をもたらした総観規模擾乱(Yamada and Hirasawa, 2018)に伴う、南極氷床上の降水分布の時 間変化を調べ、図1に示す3つの段階(St.1: 斜面末 端部の海岸線に沿った降水帯の形成、St.2: 斜面中腹 から末端部に氷床等高線に直交する降水帯の形成、 St.3: 内陸頂上部における降水帯の形成)を見出した。 ここでは、各段階における降水形成と水蒸気供給の メカニズムを議論する。

## 2. 降水形成と水蒸気供給のメカニズム

St.1 は昭和基地で最大風速(約 40m/s)が観測され た1月17日00UTに現れた。このとき、対流圏下層 には南極氷床に平行な強風帯(low level jet: LLJ)が 形成されている。LLJ は orographic blocking によって 形成された。対流圏下層を南下する暖かく湿った大 気は氷床表面を滑昇し断熱冷却によって北向きの気 圧傾度力を生み出す。この冷却は凝結を伴う。すな わち、orographic blocking は氷床斜面に沿った強い降 水帯を形成するメカニズムでもあると考えられる。 この特徴が図 2a に現れている。図 2d の南大洋上に は南極域に向かう atmospheric river (AR)の様相が見え る。南極沿岸域での強い降水時に AR が形成される ことは Gorodetskaya et al. (2014)も示している。

St.2の降水帯の成因はSchlosser et al. (2008)が議論し たように氷床表面の山・谷地形の影響と考えられる。 総観規模擾乱の南下に伴って強い東風域は氷床の内 陸域に移動する。この際、斜面の傾斜が徐々に緩く なるため、orographic blocking の作用は弱まり、代わ りに東風の進行方向に現れる氷床地形の凹凸の影響 が顕著になる。尾根の東側での上昇流と西側での下 降流が波状降水帯を形成する。図 2b には氷床末端部 から離れた斜面中腹に凝結域が現れており、これが 図 1 の昭和基地の南西方にある降水帯に対応している。図 2e では AR から氷床沿岸に沿って西方に水蒸 気が供給されている。

St.3 に対応し、図 2c で氷床頂上域に凝結量の大き な領域が形成されている。500 hPa の水蒸気分布(図 2f)にはドームふじ域に水蒸気濃度の高い領域がある。 この高い水蒸気域は St.1 の時点では海岸域上空にあ って、徐々に内陸に移動した。ドームふじ域の降水 の一部はこの上空の比較的高濃度の水蒸気域から供 給されている。そして、もう一つの供給源は下層か ら沿岸域での降水形成を抜けて輸送される水蒸気で ある。前者の水蒸気は AR に関連して南大洋上で上 空に拡散した水蒸気と考えられる。



図2 (a), (b), (c)はSt.1~3の40Eに沿う凝結量の緯 度-高度断面。ベクトルは南北・鉛直風。(d), (e) は850 hPa, (f)は500 hPaのSt.1~3の比湿分布。 ベクトルは各高度面の水平風。

図 1 WRF による降水強度 (mm/hr)の分布。左から St.1: 1月17日00UT、St.2:同日06UT、 St3:同日12UT。ベクトルは地 上風、○は昭和基地、●はドーム ふじ基地の位置。





 負の北極振動と中緯度寒波の新因

 「北極海アラスカ沖に空いた海氷の巨大な穴(warm hole)」

 \*立花義裕,小松謙介,安藤雄太,太田圭祐(三重大学大学院 生物資源学研究科),
 V. A. Alexeev, L. Cai (University of Alaska)

## 1. はじめに

2017-18 冬(平成 30 年度冬)の北極振動指数は長期に 亘り「負」の状態が続き,北極域の対流圏上層気温も 史上最高となった.日本は32 年ぶりの記録的寒波年と なり,北陸地方では記録的豪雪年となった.一方,北 極ではアラスカ沖(チュクチ海)の北極海の海氷が観測 史上最も少なかった.我々はこれを暖穴(warm hole)と 命名し(図1参照),これが北極対流圏上層気温の異常 高温をもたらすことで負の北極振動の状態が継続し, 記録的寒波を日本にもたらしたことをデータ解析と海 氷 on/off の数値実験により示した(Tachibana et al., 2019 [1]).発表では,上記論文の成果を述べると共に,数年 前から始まったチュクチ海の海氷激減を起因とする中 緯度寒波頻発時代への突入の可能性についても言及す る.例として今年(2019)の2月と3月の寒波に触れる.

大西洋セクターの北極海(バレンツ海)の海氷減少が 中緯度の寒冷化に影響を及ぼす研究は Honda et al. (2009)[2]の先駆的研究に端を発し数多くの追従研究が あるが,アラスカ沖北極海の海氷激減の中緯度の異常 へ及ぼすことを示した研究は本研究が初めてである.



図 1: 海氷の暖穴[warm hole] が寒波をもたらす模式図 (その1) Tachibana et al., (2019) [1]から引用

#### 2. 新説

以降 2017-18 冬を例に述べる. チュクチ海の海氷の激 減に伴う海氷の穴は,太平洋からの atmospheric rivers の極域への流入を促進し(図1の北向き矢印), この暖湿 な atmospheric rivers は北極域での upglide に伴い,北極上 空をさらに暖めることが期待される[3](図2の大気側の 矢印).よって、アラスカの北の上空大気は異常に暖か くなった(図1の円柱部分).北の寒気と中緯度の暖気 の境界で吹く偏西風は、暖かい円柱部を避けるように 迂回させられ、北極点近くまで侵入した.偏西風の北 極への侵入の反動で、北極寒気を東西に引き裂き東ア ジアと北米方向に寒気が分裂し押し出され、両地域に 寒波をもたらした.



図 2: 海氷の暖穴[warm hole] が寒波をもたらす模式 図 (その 2) アラスカから北極にかけての南北鉛直断 面. Tachibana et al., (2019) [1] から引用

#### 3. 海洋との正のフィードバック

Warm hole は self-sustainable である. Atmospheric rivers に伴う風が,暖かい太平洋の海水の北極海への流入を 促す(図2の下部の右向き矢印).海氷は暖水流入によ って融け、且つ南風に流され北へ北へと後退する.そ の結果維持される warm hole は大気に熱を放出し続け, 北極上空の暖気(図1の円柱)を維持する.そして「負」 の北極振動を持続させることで偏西風の蛇行に伴う東 アジアや北米への寒波も持続させた.

#### 参考文献

- [1] Tachibana, Y., et al., (2019), Scientific Reports, 9, 5567
- [2] Honda, M., et al., (2009), GRL, 36.
- [3] Komatsu K. K., et al., (2018), Scientific Reports, 8, 2872

グリーンランド氷床表面融解に対する雲の影響 \*庭野匡思(気象研),橋本明弘(気象研),青木輝夫(極地研/気象研)

#### 1. はじめに

近年,グリーンランド氷床 (Greenland ice sheet; GrIS) では、雪氷融解が加速度的に進行し、雪氷質量が急激 に減少している.2012年7月には、GrIS表面の90%以 上の領域において表面融解が引き起こされる記録的な 融解イベントが発生した.そのイベント期間中に観測 された Summit や SIGMA-A サイトにおける表面融解 に対する雲の影響 (曇天時にも関わらず、晴天時より も大きな雪面放射収支を実現していた点)を Bennartz et al. (2013) や Niwano et al. (2015)が指摘して以降、GrIS 表面の雪氷質量収支(以下、表面質量収支と略)に対 する雲の影響に注目が集まっている.しかし、GrIS 全 域の表面質量収支に対する雲の定量的影響は未だ明ら かにされていない.本研究では、最新の極域気候モデ ル NHM-SMAP を用いたモデル感度実験を行い、雲の 影響の実態を明らかにする.

#### 2. 極域気候モデル NHM-SMAP

使用した NHM-SMAP の設定は, Niwano et al. (2018) や庭野 (2019) と同様である.水平解像度は 5km, デー タ出力時間間隔は 1 時間であり,同種の極域気候モデ ルの中では高いスペックを持つ.以下,この標準設定 の計算結果を"All-sky"と記す.計算対象期間は 2011 年 から 2012 年にかけてとした.一方,雲の影響を調べる モデル感度実験では,以下の変更を施した:

- ・大気場を断熱に (雲生成時の潜熱をゼロに)
- ・ 雲氷量・ 雲水量をゼロに (晴天放射を計算)

これらにより、晴天時の大気場をモデル内で仮想的に 計算する(以下, "Clear-sky"と記す).ただし、雲の有 無に起因する放射場・大気場の変化にのみ注目する観 点から、降水量は All-sky 時と完全に同一とした.

#### 3. 結果と考察

第1図に、All-sky 設定と Clear-sky 設定で計算された GrIS 表面融解域と、9月1日起点の積算表面質量収支 を示す. All-skyの結果は、Niwano et al. (2018) によっ て検証されており、現実を精度良く再現していること を確認している. 両設定の計算結果を比較すると、雲 の存在は融解面積を平均して 3.1%増加させる効果を持 っていた(第1a図)ものの、表面質量収支を減少させ ていたわけではない(第 1b 図)ことが見て取れる. 実際, Clear-sky 条件であれば, GrIS からの融解水の流出 量が 1.6 Gt day<sup>-1</sup>程増加していた可能性が分かった.

以上で示された雲の存在に対する相反する応答特性 の原因を探るために、All-sky条件時とClear-sky条件時 の雪氷面熱収支の違いを調べた.その結果、雲の存在 の有無はGrIS内陸と沿岸域で雪氷物理状態に異なる影 響をもたらすことが明らかになった(Niwano et al., 2019).発表時には、その点について詳しく説明する.



第1図 NHM-SMAP によって計算された, All-sky 設 定と Clear-sky 設定における (a) 2012 年の GrIS 表面融 解域と (b) 2011 年9月から 2012 年8月にかけての積算 GrIS 表面質量収支.

#### 参考文献

- [1] Bennartz, R. et al., 2013, *Nature*, **496**, 83–86.
- [2] Niwano, M. et al. 2015, *The Cryosphere*, **9**, 971-988.
- [3] Niwano, M., et al., 2018, The Cryosphere, 12, 635-655.
- [4] 庭野匡思, 2019, 天気, 66, 225-230.
- [5] Niwano, M., et al., 2019, Sci. Rep., in press, doi:10.1038/s41598-019-46152-5.

# 南半球ストームトラック活動の卓越変動 ~移動性擾乱と準停滞性擾乱の役割~

\*中山 盛雄, 中村 尚 (東大先端研), 小川 史明 (ベルゲン大)

1. **はじめに** Baroclinic Annular Mode (BAM) は 南半球対流圏における卓越変動であり、南半球スト ームトラック域での移動性擾乱活動の強弱を表す。 これまでに、渦駆動される極前線ジェット (PFJ) の南北変位を表す南半球環状モード (SAM) とほぼ 独立であること、約25日の準周期性を持つことなど 興味深い性質が指摘されている(Thompson and Woodworth, 2014,以下TW14と表記)。ただし、 BAM研究の歴史は浅く、これらの性質の背景にある 力学には未解明な点が多い。例えば、TW14はBAM を全周波数帯の擾乱活動の変動から抽出したが、総 観規模の移動性高低気圧とより長周期の準停滞性擾 乱では、背景の力学過程が本質的に異なる。そこで、 本研究では、短周期の移動性擾乱、長周期の準停滞

2. <u>データと解析手法</u>本研究では、大気再解析デー タJRA-55を用いた。解析期間は1979~2017年の39 年間である。TW14が行った通年での解析に加え、夏 季(12~2月)、冬季(6~8月)に分けた解析より季 節性をも調査した。併せて、AFES T79L56版を用い たAGCMによる水惑星実験の出力も解析した。下部 境界条件には衛星観測データNOAA-OISSTに基づ く南インド洋のSST気候値を東西一様に与えられて いる(Ogawa et al. 2012, 2016)。モデル南半球には 冬季の、モデル北半球には夏季の分布が南北反転さ せた上で与えられた。このような「水惑星」実験は 東西一様性の高い南半球の状況を再現するものと期 待される。解析期間は40年間である。

解析にあたっては、全ての周波数帯を含む擾乱成 分をTW14と同様に東西平均からのずれによって定 義した他、移動性擾乱成分(周期8日以下の成分)、準 停滞性擾乱成分(周期8日以上60日以下)を周波数 フィルターによってそれぞれ分離した。その後、各 擾乱成分に対して渦運動エネルギー(EKE)を計算 し、TW14に倣って、その東西平均場の[925~200 hPa、緯度20°~70°]の領域における第1EOFを BAM、その主成分時系列をBAM指数と定義した。 3. 結果 図1(a).(b)にJRA-55の通年での解析から

導いたBAM指数の自己相関関数、SAM指数とBAM

指数の相互相関関数をそれぞれ示す。ここで、SAM はBAMの定義に用いた領域における東西平均東西 風の第1EOFとして定義した。

TW14で指摘されたBAMの約25日の準周期性は JRA-55に基づく全周期帯の変動でも確認できるが、 その有意性は低い。移動性擾乱、準停滞性擾乱いず れの変動にも準周期性は全く現れない(図1a)。一方、 SAM指数との相関係数は全周期帯を含む場合は TW14と同様0.1以下であるが、移動性擾乱のみでは BAMが3日遅れるラグで相関が最大となり、その値 は約0.2となった(図1b)。これは、移動性擾乱に伴う SAMとBAMの両変動は必ずしも独立ではないこと を意味する。実際、移動性擾乱成分に伴うBAMは、 全周波数成分を含む場合と異なり、擾乱に伴う西風 運動量fluxの収束・発散偏差と、それに対応したPFJ の南北変位のシグナルを示している(図略)。

4. <u>まとめ</u> 大気再解析データおよびAGCM水惑星 実験の解析から、BAMに伴う移動性擾乱と準停滞性 擾乱の変動が互いに異なる性質を持つことが見出さ れた。



図 1 JRA-55 の通年での解析に基づく(a) BAM 指数 の自己相関関数。(b) SAM 指数と BAM 指数の相互相 関関数。負のラグは BAM 指数が SAM 指数に対して 遅れていることに対応。全周期帯の変動(実線)と周期 8 日以下の移動性擾乱成分(破線)、周期 8 日以上の準 停滞性擾乱成分(一点鎖線)。灰色実線は相関の 95%有 意水準の目安。

# Modulation of MJO characteristics by the fluctuation of the large-scale zonal circulation

\*末松 環 (東京大学大気海洋研究所), 三浦 裕亮(東京大学理学系研究科

# 1. Introduction

Eastward progression of convectively active region is one of the distinguishing characteristics of the Madden-Julian Oscillation (MJO; Madden and Julian 1971). However, understanding on the mechanisms of their eastward propagation and what determines their propagation speeds is still limited. Taking this into consideration, this study investigated how the boreal winter MJO propagation speed is modulated by the background environment, and sought for an intrinsic relationship of the MJO with the background atmospheric states.

# 2. Data

We employed reanalysis data from NCEP-DOE II, NOAA interpolated OLR, and NOAA OISST V2 for the analyses in this study.

# 3. Method

MJO events in boreal winter from 1982 to 2916 were identified by application of the real-time-multivariate MJO index (RMM; Wheeler and Hendon 2004) following the detection method of Suematsu and Miura (2018). Then, propagation speed, consistent with the average angular phase speed on the RMM phase space, was calculated for each of the detected events by constructing a MJO convection tracking method. Our analysis of the tracked events built onto our recent finding of MJO enhancement with background SST with larger zonal gradient from Indian Ocean to the Western Pacific, and examined how MJO propagation speed was influenced by the background SST.

# 4. Results

From detection and tracing of the MJO events, we classified the detected events into fast and slow MJO events. Comparison of the two groups indicated that intensity of convective activities was stronger and spanned over a larger region for the slower events. Analysis of the background SST in relation with the MJO propagation speed revealed a tendency of the MJO to propagate slower under low-frequency SST distribution with zonal gradient that peaks over the western Pacific. In contrast, there was little dependency of MJO propagation speed to the SST distribution from variations in intraseasonal-frequency range.

To further investigate the influence of low-frequency SST on MJO propagation, relationship between MJO propagation speed and large-scale zonal circulation was examined. The results showed that MJO tended to propagate slower when the background large-scale zonal circulation was stronger which accompanies stronger low level westerlies in the active region of the MJO.

5. Discussion

This study counterintuitively indicated that eastward propagation of the MJO is slower with stronger background westerlies. The new finding points to a view that MJO is an integral part of the large-scale zonal circulation induced by the zonal SST gradient over the tropics, and that slower and stronger MJO events manifests with intensification of the large-sale zonal circulation.

# References

Suematsu, T. and H. Miura, 2018: Zonal SST Difference as a Potential Environmental Factor Supporting the Longevity of the Madden–Julian Oscillation. *J. Climate*, **31**, 7549–7564 Suematsu, T. and H. Miura (*in preparation*): Modulation of MJO propagation speed by the fluctuation of zonal SST gradient driven large-scale zonal circulation.

# フィリピン海における積雲対流活動を介した 北半球夏季季節内変動とPJパターンとの関係

\*清木亜矢子1・小坂優2

(1. 海洋研究開発機構、2. 東大先端研)

#### 1. はじめに

フィリピン海における積雲対流活動は、北半球夏季 に太平洋-日本パターン(PJパターン)を発生させ東ア ジア域へ遠隔影響を及ぼすことが指摘されている(e.g., Nitta 1987)。しかし、PJパターンは季節平均値を基にし た研究が多く、実際どのような積雲対流活動がその熱 源となっているかは未解明な部分が多い。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 する。赤道上における東進が顕著な季節内変動は主に 北半球冬季にみられ、マッデン・ジュリアン振動(MJO) と呼ばれる一方、夏季には北東進モードが卓越すること が知られており、北半球夏季季節内変動(BSISO)と呼 ばれている。

PJパターンとBSISOは、それぞれ西部北太平洋における台風活動との関係は指摘されているが、BSISOとPJ パターンを直接結ぶ研究はなされていない。本研究では、フィリピン海における積雲対流活動を介した BSISO と PJ パターンとの関係について調査した結果を報告する。

#### 2. データ

本研究では、積雲対流活動の指標としてNOAAの OLRを用いた。また、気象データには、気象庁の客観 解析データ(JRA-55)の日平均値を用いた。総観規模 擾乱の活動度の指標として、擾乱の運動エネルギー (EKE)を計算した。ここでは、平均場を11日移動平均、 擾乱場をそこからの偏差としている。解析期間は、 1979-2015年の北半球夏季(6-8月)とした。

PJパターンの指標には、北緯10度-55度、東経100度 -160度の領域における850hPa渦度偏差にEOFをかけ て得られた第一モードの時系列を用いた。また、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。

3. 結果と考察

図1は、各 BSISO 位相における OLR とEKE 偏差のコ ンポジット結果を示す。OLR に注目すると、フィリピン海 における対流活動は、Phase3 で抑制され、Phase5-7 で 活発化するという、過去の研究と整合的な結果が得られ た。しかし、EKE をみると、擾乱のエネルギーは Phase6 から7にかけ劇的に増加している。

一方で、6-8月の月平均PJパターン指標とBSISO指 標との間の相関係数は-0.088 であり、有意な相関は得 られなかった。つまり、BSISO の振幅が強い(弱い)から 台風のような総観規模擾乱が強化(抑制)されて負の (正の)PJ パターンが顕著になる、という仮説は成り立た ない。BSISO に伴う変動がフィリピン海における積雲対 流活動に大きく影響していることは間違いないが、PJ パ ターンの励起には経年変動成分の寄与も示唆される。 過去の研究では、エルニーニョ後の夏には PJ パターン が励起されやすいと言われているため、エルニーニョ 後・ラニーニャ後・それ以外のグループに分けて比較を 行った(図略)。BSISO phase 5-7 における対流活発域 (OLR)の東西範囲には差がでたが、フィリピン海域に焦 点をあてるとその振幅の差は小さかった。一方、BSISO phase 7 における EKE は、エルニーニョ後にはとても小さ く、ラニーニャ後やその他では大きな値がみられた。こ れらの結果から、BSISOの振幅はENSOとは相関がなく、 その Phase7において総観規模擾乱が発達するかどうか が PJ パターン励起に寄与することが推測される。



謝辞:本研究は JSPS 科研費(18H05879)の助成を受けたものです。

図1 BSISO の Phase 2-7を基準とした OLR (Wm<sup>-2</sup>, 陰影)と 850hPa における EKE 偏差 (コンター) のコンポジ ット図。 コンター間隔は 2 m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>。

# インド洋上の総観規模波動の力学と中緯度-熱帯相互作用

\*福富 慶樹,相木秀則(名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

#### 1. はじめに

インド洋上で卓越する熱帯総観規模波動擾乱(2~8 日周期帯)の性質と力学は他地域に比較して未解明の 部分も多い。Fukutomi (2019, JGR) では海洋大陸上の 天候システムとしての総観規模擾乱の性質について明 らかにした。さらに接続域であるインド洋上の波動擾 乱との相違や関連性を解明するため、南半球夏季にお ける総観規模波動擾乱の卓越構造を特定した。さらに 擾乱の有効な起源としての南半球中緯度波動の役割を 明らかにした上でモンスーン西風上に沿って伝播する 波動の力学的性質を調べた。本研究では新しい力学的 診断ツールとして、Aiki et al. (2017, PEPS: AGC17) で導出された新しい波動エネルギーフラックス式を適 用した。これは理論上は準地衡流の制約なしに赤道近 傍の種々のタイプの熱帯波動のエネルギー伝播現象の 診断に適用可能とされるが、実際に観測される熱帯波 動擾乱の群速度現象に適用することにより、その有効 性と応用可能性を議論する。

2. データ

JRA-55 大気再解析データ, NOAA OLR データ (1979-2016)を用いた。 解析は 37 南半球夏季である。

#### 3. 結果

波動擾乱の卓越イベントを EOF 解析の主要モードの 指標から正負それぞれの位相で 63,74 個を抽出しコン ポジット解析を行うことで卓越構造の時空間発展と性 質を調べた。波動擾乱の発達ピーク時の構造は混合ロ スビー重力波的であるがやや変形型であり、インド洋 ITCZ 域の対流活動変動を担っている。そのライフサイ クルにおける発達から衰退のプロセスでは TD(熱低)型 波動との間の遷移的な振る舞いも部分的に見られた。 平均的な西進位相速度は 10m/s、東西波長は 6000~ 7000km である。擾乱の発達をトリガーする有効な現象 として南半球中緯度総観規模波動の 2 種類の効果を特 定した。一つは西インド洋上の下層南風サージ現象で ある。南風サージは中緯度波動が大西洋域から南西イ ンド洋に進行・発達した際に下層トラフ(上層リッジ) の前面で引き起こされ、高緯度側の低気圧性渦度を熱 帯側に注入し渦度源を供給する役割を持つ。もう一つ は中緯度波動が亜熱帯域に向けて進行・発達する際に、 下層で亜熱帯から熱帯へ向けての波動エネルギー伝播 が熱帯波動の発達を促していた。発達した波動擾乱は ITCZ と結合する平均モンスーン西風にほぼ捕捉されて いるように見える。この西風域の下流(東方)側に向け て連続的な波列の形成が海洋大陸西端域まで到達し、 赤道をまたぐ熱帯域での東向き波動エネルギー伝播を 示唆する。東西時間断面図から群速度を推定すると約 7m/s であった。この熱帯域での波動エネルギー伝播の 力学的診断を AGC17 波動エネルギーフラックス式を適 用して行った結果、平均的に西向き、北西向きフラッ クスが中央インド洋から東インド洋・海洋大陸西端ま で卓越していて、このタイプの波動擾乱の発達に伴う 群速度現象を適切に表現できた。



図1 発達ピーク時の波動構造のコンポジット図。850hPAの風ベクトル,流線関数と OLR 偏差。



図 2 波動擾乱の発達期間で平均した AGC17 波動エ ネルギーフラックスとその発散の分布。

赤道波によるスマトラ島西岸 2016 年 3 月の記録的豪雨 \*伍 培明(JAMSTEC), 福富 慶樹(名古屋大学), Kazuyoshi Kikuchi (ハワイ大)

-135-

#### 1. はじめに

スマトラ島西岸で2016年3月21日~22日に広範囲 の強い降雨が発生し、パダン(Padang)気象観測所 (0.786°S,100.305°E)で370.0mmの記録的な日降水 量が観測され、西スマトラ州内の9つの町で広範囲に 浸水し、山岳地で土砂災害が発生した。

本研究では現地の地上気象観測、ラジオゾンデ観測、 衛星・地上観測降水量データ(MSWEP, TRMM)、気象 庁 55 年長期再解析(JRA-55)データを用いて、このイベ ント発生時の大気循環場を調べ、豪雨発生の原因を解 明すると共に、大気赤道波の豪雨発生に対する役割を 明らかにすることを目的とする。

#### 2. 結果

2016年3月18日~21日における降水分布と、JRA-55 データからケルビン波フィルターをかけた850hPa水 平風ベクトルと速度ポテンシャル、ロスビー波フィル ターをかけた850hPa水平風ベクトルと流線関数の分布 を図1に示す。対流活動と結合したケルビン波がイン ド洋上西部で発生し、約12m/sの位相速度で東進して いたことが示唆された。このケルビン波の東進に伴い、 西風偏差は降雨域を伴いながら、21日にスマトラ島西 岸まで進行していた。一方、西太平洋方面から、ロス ビー波が西風域を伴い 2~3m/sの速度で西進しスマト ラ島に接近していた。

また、3月20日頃、110°E付近から降雨域が12~ 13m/sの速度で西進していた(図略)。そして、ケルビン波に伴う東進降雨域と西進の降雨域が融合して、スマトラ島西岸で豪雨が発生した。時空間ウェーブレットスペクトル解析によるTRMM降雨データの時空間局所スペクトル分布(図2)から、豪雨イベント発生時にはケルビン波と西進慣性重力波が卓越していた。西進する降雨域は、スペクトル特性から準2日周期の西進慣性重力波と推定される。

以上のことから、この豪雨イベントはケルビン波、 ロスビー波及び西進慣性重力波の共同作用によって引 き起こされたことが示唆される。この豪雨をもたらし たケルビン波は東西波数 6 (波長~6000km)、周期~6 日であること、西進慣性重力波の特徴として東西波数 -14 (波長~2500km)、周期~2.5 日であることを明らか にした。ロスビー波は東西波数3~4(波長~13000km)、 周期~20日の性質を示した。



図1 2016 年 3 月 18 日~21 日における降水分布 (MSWEP)と、ケルビン波フィルターをかけた 850hPa 水平風ベクトルと速度ポテンシャル(左)、ロスビー波 フィルターをかけた 850hPa 水平風ベクトルと流線関数 (右)の分布。



図2 TRMM衛星降雨データの2016年3月21日18Z、 100.375E における時空間ウェーブレット局所スペクト ル(ただし赤道対称成分)。横軸は東西波数(正・負は、 それぞれ東進、西進を表す)、縦軸は振動数(cycles per day)を表している。 ベトナム気象局解析雨量と 2018 年 12 月ベトナム中部の豪雨について(2) \*斉藤和雄(気象業務支援センター/東京大学大気海洋研究所/気象研究所), Le Duc(海洋研究 開発機構/気象研究所), Du Duc Tien and Mai Khanh Hung (ベトナム水文気象局)

#### 1. はじめに

ベトナムでは、毎年のように大きな気象災害が発生 しており、その軽減は重要な課題である。JICA の無償 資金協力の一環として、ベトナム北部の二か所に S バ ンド気象ドップラーレーダーが設置され 2017 年 11 月 から稼働している。同レーダーの活用を中心として包 括的な気象サービスの能力向上を目指して、2018 年か ら JICA 有償勘定技術支援「ベトナム国気象予測及び洪 水早期警報システム運営能力強化プロジェクト」が行 われている。前回講演(2019 春)では、ベトナム水文気 象局(VNMHA)での降雨ナウキャストの紹介と 2018 年 12 月 9 日のベトナム中部での豪雨事例について紹介し た。ここでは、その後の解析雨量の改善及び GSMaP デ ータのチェック等について示す。

# 2.2018年12月9日のベトナム中部での豪雨と VNMHA での降雨ナウキャストの改善

2018年12月9日、ベトナム中部域ではダナン市で、 9日1時(地方時)からの24時間に972mmを記録す る大雨となった。当日のVNMHAのリアルタイム処理 による解析雨量(1図左)では、強雨が十分には表現さ れていなかった。解析雨量の要素であるAWS降水量、 レーダーと衛星からの降水推定について確認した。

1) AWS については、当初欠測やデータ集信の遅延を考 えていたが、1 図の時間帯では、1,108 箇所のうち7 か 所で 80mm 以上の強雨を検知していた。解析雨量への 反映について、処理の誤りが判明した。

2) 当日のレーダー反射率合成図では Vinh レーダーの データが入手できず使われていなかった。当日の Vinh レーダーのデータが JICA チームにより保存されてい たため、それを加えたものを作成した。ベトナム中部 域にある 2 つの C-バンドレーダー(DongHa、TamKy)の 設置高度はそれぞれ 40m と 50m で低く、低仰角 (0.5 度)の場合、西側が大きく遮蔽されることが分かった。 降雨減衰の扱いや、Z-R 関係式 (Z=200\*R^1.6)について も改善の余地があると思われる。

3) VNMHA での衛星データからの降水強度の推定は、 Vicente et al. (1998)による GOES 赤外画像の雲頂温度と 米国中部でのレーダー観測との関係に基づいている。9 日のひまわり 8 号による赤外画像を見ると、豪雨をも たらしたメソ対流系の雲頂温度は-40C 程度で、赤外温 度のみで強い降水を解析するのは難しいと思われる。

AWS 雨量と Vinh レーダーを加えた推定雨量に衛星 推定降水量を合成したものが1図右である。レーダー と衛星からの降水推定にはさらなる改善の余地がある。



1 図 12月9日00UTC-03 UTC (7時~10時)の3時間解析 雨量。左)リアルタイム処理時のもの。右) AWS と Vinh レ ーダーデータを用いて改善したもの。

#### 3. GSMaP による降水

当日の GSMaP\_MVK (2 図左)では衛星マイクロ波 データがある時間帯ではベトナム中部域に強い雨が解 析されていた。ダナンでの積算降水量は100mm 程度で あるが、最大 600mm を解析している点もあった。防災 上の観点からは、リアルタイム解析での精度が重要で ある。GSMaP\_NOW (2 図右)では強い降水が表現さ れる場合と、時間帯によっては降水が弱くかつ東にず れて表現される場合とがあった。前の時刻の推定を衛 星上層風で補外することに原因があるように思われる。 今後、数値予報の結果を含めより詳しくデータを見て いく予定である。



2図 12月9日02 UTC (9時)のGSMaPによる降水強度。 左)標準プロダクト(MVK)。右)リアルタイム版(NOW)。

謝辞 本プロジェクトに関して、赤枝健治長期専門家、気象 業務支援センターや日本気象協会の JICA チームメンバー、 VNMHA 関係者の方々に大変お世話になっている。GSMaP デ ータの利用に関して JAXA EORC から有益なご教示を頂いた。

# スマトラ南西沿岸陸域における対流日変化と雷活動:YMC 集中観測より

 \*森 修一<sup>1</sup>, 濱田純一<sup>1,2</sup>, 伍 培明<sup>1</sup>, 城岡竜一<sup>1</sup>, 横井 覚<sup>1</sup>, 米山邦夫<sup>1</sup>, Urip Haryoko<sup>3</sup>, Reni Sulistyowati<sup>4</sup>, Fadli Syamsudin<sup>4</sup>

(1 海洋研究開発機構, 2 首都大学東京 3 BMKG/Indonesia, 4 BPPT/Indonesia)

## <u>1. はじめに</u>

海大陸研究強化年(YMC:2017-2019年)観測キャ ンペーン,およびその予備調査として YMC-Sumatra 2017(2017年11月16日-2018年1月15日,海洋 地球研究船みらい定点観測期間:2017年12月05-31 日)および PreYMC2015(2015年11月09日-12 月25日,みらい定点観測期間:11月24日-12月17 日))がインドネシア・スマトラ島南西ベンクル沿岸域に おいて実施された(以下,Y15およびY17と表記)(米 山ほか 2018年度気象学会春季大会C201).

昨年度はY15およびY17の各期間における現業雷 観測(SYNOP),地上降水量,および X バンド MP レーダー観測の結果について,その概要を報告した (森ほか2018年度気象学会秋季大会B157).今回は, さらに両期間におけるゾンデ集中観測結果を基に,主 として海陸風循環や大気安定度等の日変化を中心に 各期間の特徴および雷活動との関係を調査したので 報告する.

#### 2. 結果概要

ベンクル BMKG(インドネシア気象気候地球物理 庁)観測所における3時間毎のラジオゾンデ観測から 求めた海陸風循環(海岸線に対して直交)成分,大気 安定度(CAPE, CIN),および現業雷観測(SYNOP) について,両観測期間におけるMJO 不活発期および 活発期を分割し,各々について期間平均した日変化 を図1に示す.

前回報告で示したように、MJO 不活発期における 雷発生頻度は Y15 が極端に大きく、10UTC(17LT) にピークを持つ顕著な日変化を示しているのに対し、 Y17では著しく少なく日変化も極めて不明瞭である.ま た、CAPE についても Y15 における MJO 不活発期が 最も大きな値で日変化を示し、続いて MJO 活発期, Y17 不活発期,活発期となり、やはり Y17 では日変化 がほとんど観られることなかった(CIN については両期 間、MJO 活動の如何に関わらず極めて小さい値で あった).少ないながらも Y17 不活発期に発雷を観測 していることから、単に CAPE の大小(例えば閾値とし て2KJ/kg)にて区別できるものではなく,対流の発生 や成長,組織化に必要となる環境が重要であろう.

海岸線に直交する下層風速(南西成分が正)を見る と、もちろん Y15 MJO 不活発期が最も顕著な海陸風 循環を示すものの、他の3期間においても一定度の日 周期構造を見ることはできる.しかしながら、他3期間 では常に高度 0.5 km 以上で南西風成分を示しており、 Y15 MJO 不活発期のみ(海風の侵入時間帯以外)北 東風成分が卓越している.

このことから,海風進入時における前線構造の差異 や,特に03-09UTC(10-16LT)における大きな鉛直シ アの存在が沿岸対流の発生および成長に大きく影響 した可能性を示唆している.

#### <u>3. 今後の予定</u>

引き続き各集中観測データ(特に両期間共に同条件で運用されていたメスペンダXバンドレーダー)の相 互比較,沿岸陸域対流活動の差異や雷雨発生条件 の違い等に注目した解析を進める予定である.



図1 ベンクル観測所における3時間毎ゾンデ観測に よる海陸風(海岸線直交)成分(海風となる南西風が 正)のうち,上からMJO不活発期および活発期を示す. さらに下へ,大気安定度(CAPE, CIN),および現業 雷観測(SYNOP)の日変化(UTC)が続く.ただし,発 雷はMJO活発期に観測されておらず,不活発期のみ を示す.また,CIN は極めて小さく,ほぼ横軸重なって いる. 左側は Y15,右側は Y17 における結果を示す. 2015年にスマトラ島沖で観測された熱帯擾乱と降水の多重スケール構造の解析

\*耿 驃・勝俣 昌己(海洋研究開発機構)

#### 1. はじめに

2015年の11月から12月にかけて、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 よる定点観測が実施された。定点観測の後半に、 マッデン・ジュリアン振動(MJO)に伴う大規模な 対流活動が「みらい」の上空を通過した。MJO通過 時に、ケルビン波(KW)と混合ロスビー重力波 (MRGW)に伴う擾乱も観測された。本研究は MJO の通過に伴う熱帯波動擾乱と降水の多重スケール 構造の解析を行った。

#### 2. 解析結果

図1にはバンドパスフィルタを施した赤外輝度温度の時間経度断面図を示す。MJO に伴う活発な対流活動が12月13日ごろに観測サイトに到達し、観測サイトを通過した後により強くなっていた。また、12月15日前後にKWとMRGWに伴う擾乱が「みらい」上空を通過していた。

図 2a には「みらい」レーダーで観測された降水 の時間変化を示す。MJO 通過時に、降水が数日 周期での変動を示している。降水活動は 12 月 14 日 00 UTC から16 日 12 UTC にかけて活発化した が、その前後に強く抑制された。また、活発化した 降水活動が夜(16 UTC = 23 LST)にピークに達し、 顕著な日変化も示している。

図 2a と図 2bを比較してみると、降水の強化と抑 制が KW と MRGW に伴う擾乱の通過と密接に関 連していることが分かる。降水が KW と MRGW によ る大規模な上昇気流の通過時に強まり、また、これ らの擾乱による大規模な下降気流の通過に伴い 弱まっていた。

KWとMRGWの影響で、MJO 通過時に観測された降水システムの構造が明確な違いを示している(図 3)。KWとMRGWによる大規模な上昇気流の通過に伴い、より広くて高い降水システムが形成された。降水システムの発達に伴い、大気の下層から中層にかけて西風が強まり、また、MRGWの振幅の強化も見られた(図略)。

#### 3. まとめ

以上の解析結果は、熱帯波動擾乱の間に、また、 これらの波動擾乱とスマトラ島沖における日変化降 水活動との間に相互作用が存在することを示唆し ている。今後は、観測データに基づき、多重スケー ル間の相互作用のプロセスの解明を目指す。



図 1 赤外輝度温度の時間経度断面図。陰影・実線・破線はそれ ぞれ MJO・Kelvin・MRG の周期帯を抽出するバンドパスフィルタ ーを施した赤外輝度温度の分布を示す。MJO に伴う赤外輝度温 度を南緯 10 度から北緯 10 度にかけて平均し、また、Kelvin・MRG に伴う赤外輝度温度を南緯 10 度から赤道にかけて平均した。太 い鉛直線は「みらい」の定点位置を示す。



図2 (a)「みらい」レーダーで観測された降水(実線)とMJO 周期 帯を抽出するバンドパスフィルターを施した鉛直 p 速度の時系列。 (b) Kelvin(実線)と MRG(破線)周期帯を抽出するバンドパスフィ ルターを施した鉛直 p 速度の時系列。鉛直速度を東経 101 度か ら 103 度にかけて、また、南緯 5 度から 3 度にかけて平均した。



図 3 「みらい」レーダーで観測された反射強度が 10dBZ を超える 面積の時間高度断面図。

横井 覚(海洋研究開発機構)

#### <u>1. 背景と目的</u>

熱帯沿岸海域における降水特性は外洋域の特性とは 著しく異なっていると考えられている。例えば、沿岸海域 は海陸コントラストのために下部境界条件が水平非一 様であり、海陸混在に起因する顕著な日変化のために 準平衡的な考え方がどの程度成り立つか不明である。 両地域の降水特性の類似性・相違性を明らかにするこ とは、インドネシア海大陸域における降水時空間変動を 適切に再現することが困難であるという多くの気候モデ ルが持つ問題にも解決の糸口を与えると期待できる。

対流活動と環境場との関係を理解する枠組みのひと つに、大気境界層の熱水収支解析がある。収支に関与 する過程として、(1)境界層上端からのエントレインメント、 (2)対流システムからの冷気外出流、(3)海面乱流フラッ クス等がある。de Szoeke et al. (2017, *JAS*, 1149-1168) は、熱帯インド洋上で観測された境界層の気塊をこれら 3 つの過程で境界層に取り込まれた気塊の混合で表現 し、これらの相対的寄与を調べた。その結果、平均では エントレインメントの寄与率が約半分、残りの半分弱が 冷気外出流、半分強がフラックスによる寄与であった。

本研究では、同様な解析をインドネシア海大陸西端の スマトラ島の西岸沿岸域での集中観測データに適用し、 境界層の熱的特性を明らかにすることを目的とする。特 に、この地域で顕著に見られる日変化に着目する。

## <u>2. Pre-YMC 2015、YMC-Sumatra 2017 集中観測</u>

海洋研究開発機構では、インドネシア技術評価応用 庁、同気象気候地球物理庁と共同で、研究船「みらい」 を用いたスマトラ島西岸沖での定点観測を 2015 年と 2017 年の 11-12 月に実施した(図 1)。それぞれ、PreYMC 2015 (Yokoi et al. 2017, *MWR*, 3745-3761)、 YMC-Sumatra 2017 (Yokoi et al. 2019, *MWR*, *in press*) 集中観測プロジェクトの一環である。本研究では、Pre-YMC 2015 期間中の 2015 年 11 月 23 日~12 月 12 日 (20 日間;期間 A)と、YMC-Sumatra 2017 期間中の 2017 年 12 月 5 日~12 月 31 日 (27 日間;期間 B)の平 均日変化を比較する。太平洋では前者の期間にはエル ニーニョ現象が、後者にはラニーニャ現象が発生してお り、背景場は 2 期間で全く異なっていた。

#### 3. 結果

期間 A における平均日変化は、21 時~01 時の活発 な降水と、これに伴う冷気外出流(気温の急激な低下) で特徴づけられる(図 2a)。期間 B では期間 A ほどは日 変化は明瞭でないが、それでも 21 時~06 時と 10 時~ 13 時の降水が活発な時間帯に対応して気温の低下が 見られている(図 2b)。なお、特に期間 A の日変化は振 幅が大きく、温位や比湿の平均日変化の時間変化量が 海面フラックス等と同程度の大きさを持つため、1 日より 短い時間スケールでは準平衡状態にあるとはいえない。

3 つの過程の寄与の平均日変化をみると、冷気外出 流の影響は降水が活発な時間帯に大きく、整合的な結 果である。エントレインメントは冷気外出流とは逆の変化 傾向を示す。一方でフラックスの寄与は両期間とも日変 化の振幅が大きくない。日平均を取ると、(エントレインメ ント、冷気外出流、フラックス)の寄与率は、期間 A では (34%、26%、40%)、期間 B では(42%、18%、40%)であり、 de Szoeke et al. (2017)の結果と比べてエントレインメント の寄与が小さいが、海大陸域がウォーカー循環の上昇 流中心であることを考えると妥当な結果であろう。



図 1:○:期間 A(Pre-YMC 2015)での研究船「みら い」定点、△:期間 B(YMC-Sumatra 2017) での定点。円は観測点から 100km の範囲。 なお、☆は同時に実施した陸上観測点。



図 2: (a) 期間 A 及び (b) 期間 B における、海上気象要素の平均日変化。実線:気温(T<sub>a</sub>)、 破線:水蒸気混合比(q<sub>a</sub>)、棒:降水量(Rain)。(c, d) 同じく、大気境界層の気塊が(黒 実線)対流からの冷気外出流、(灰実線)上端からのエントレインメント、(黒破線)海面 と平衡な気塊とで構成されると仮定した際の、それぞれの寄与率[%]の平均日変化。

スマトラ島西岸における沿岸降水帯に関する数値実験 \*奥川椋介(富山大院理工学教育部),安永数明,濱田篤(富山大院理工学研究部)

#### 1. はじめに

スマトラ島を含む海大陸は、世界で最も降水量の多い地 域の1つであり、この地域の対流活動に伴う潜熱放出は、 地球規模の循環に影響を与える.スマトラ島西岸における 気候学的な降水分布は、海岸線の海側に極大をもつ(e.g., Ogino et al. 2015)ことが知られているが、このメカニズム はよく分かっていない、本研究では、沿岸降水帯の形成メ カニズムを調べることを目的に、領域非静力学モデル SCALE-RMを用いて再現実験をおこなった。

#### 2. 使用モデル・使用データ

使用したモデルは SCALE-RM (ver. 5.2.5), 計算領域は 85E-115E, 12S-8N, 水平解像度は 3.5 km, 鉛直層数は 80 層,計算期間は 2015 年 11 月 22 日から 12 月 7 日である. 積雲パラメタリゼーションは使用せず, 雲微物理スキーム には NSW6 を使用した.初期値・境界値・SST には NCEP-FNL を使用した.実験結果の検証用データとして, GSMaP, NOAA OLR-daily CDR を使用した.

#### 3. 標準実験の結果と感度実験の設定

標準実験では、GSMaP のような沿岸での降水の極大は 再現されなかった(図1,2).また、期間平均の西岸海上 における可降水量は過少で、OLR はドメイン全体で過大 であった(図略).

熱帯海洋上では、可降水量と降水量が強い関係性をもつ ことが知られている(e.g., Bretherton et al. 2004). そこで本 研究では、水蒸気に着目し、水蒸気の収支式に基づいて感 度実験をおこない、降水分布の再現性の違いを調べた. 但 し、水蒸気の収支式には降水の項が含まれることから、本 研究では日周期以上の時間スケールを考え、WTG(Weak Temperature Gradient)の仮定の下に鉛直積算 FMSEの収支 式を可降水量の収支式として用いた. 鉛直積算 FMSE

 $(h = C_p T + gz + L_v q_v - L_f q_{ice})$ の収支式は、

$$\langle \frac{\partial h}{\partial t} \rangle = -\langle \vec{u} \cdot \nabla h \rangle + \langle Q_R \rangle + LHF + SHF$$

である. 感度実験では、この右辺に関わる物理過程のパラ メータや境界値に着目した. まず、右辺第2項の放射加熱 に関わるものとして、雲氷の混合比を増加させた実験(Ice 実験)をおこなった. 次に、右辺第3項、第4項の地表面 熱フラックスに関わるものとして、SSTの入力データを、 NCEP-FNL に比べ沿岸において高温であった NOAA の OISST に変更した実験(SST 実験)をおこなった. さら に、右辺第1項の移流項に関わるものとして、鉛直加熱プ ロファイルをより Top-Heavy とすることを目的に, 氷過程 については Wainwright et al. (2014)を参考に雪・霰粒径分布 の切片パラメータを大きくした実験(WW2014 実験), 水 過程については雨の切片パラメータを大きくした実験 (N0r100 実験)をおこなった.

#### 4. 感度実験の結果・まとめ

各実験における海岸線からの距離でみた平均降水強度 (図 2a)は、標準実験と比較して、Ice 実験は沿岸におけ る極大がやや強くなり、SST 実験は海岸線から約 200 km 以内(以遠)で増加(減少)、WW2014 実験は距離に依ら ず全体的に減少、N0r100 実験は海上で顕著に増加した. しかし、どれも GSMaP のような陸上よりも強い沿岸海上 の極大は再現されなかった.

そこで、それぞれをいくつか組み合わせた実験(Ice+SST, SST+N0r10, Ice+SST+N0r10)をおこなった(図 2b).そ の結果、Ice+SST実験では、沿岸海上において陸上よりも 強い極大が再現された.Ice+SST+N0r10実験でも、沿岸海 上で極大が再現されたが、ふた山の分布となっていた. SST+N0r10実験では、海上で増加したものの、沿岸海上 の強い極大は再現されなかった.

以上の感度実験から, SST の分布と上層の雲氷が,沿岸 海上における降水の極大を形成する上で重要である可能 性が示唆された.しかし,これらが現実の沿岸降水帯の形 成メカニズムにとってどの程度本質的かについては,今後 より詳細に調べていく必要がある.

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を利用しました。







図 2 図1の矩形域において,海岸線に平行な方向に平均をとった期間 平均降水強度[mm/h]. 横軸は海岸線からの距離[km]. (a) それぞれ GSMaP (黒破線),標準実験(黒実線), Ice (水色), SST (青), WW2014 (緑), N0r100 (ピンク)を表す. (b) それぞれ, Ice+SST (水色), SST+Nor10 (黄), Ice+SST+N0r10 (赤) を表す.
## Pre-YMC と YMC 期間中のスマトラ西方沖縁辺海

## における表層沿岸流変動

\*茂木耕作(JAMSTEC)

海洋地球研究船「みらい」による観測航海(Pre-YMC [Years of the Maritime Continent]: MR15-04 と YMC: MR17-08)によって観測されたスマトラ西方沖の縁辺海 における沿岸流変動を調べた。MR15-04・MR17-08 航 海で大きな相違点の一つは、表層沿岸流の向きであっ た。LADCP の流速プロファイル観測によれば、 MR15-04 では、地表が弱い東風場の強制下において表 層の海流は南東方向で概ね 1 ヶ月間一定であったのに 対し、MR17-08 では、MJO 通過後の強い西風強制下に おいて10 日ほどで流向が反時計回りに一回転しており、 メソ渦の通過が示唆された。その相違点は、海洋客観 解析 ECCO2 でも確認され、MR17-08 期間中のメソ渦 は直径 300km 程度のものが南東から北西に沿岸に沿っ てゆっくりと移動(300km/10day 程度)していることが確認された(図1)。このメソ渦形成の有無によって、水平移流の変動だけでなく、鉛直流にも大きな相違が生じていると示唆された。メソ渦は、衛星による海面高度でも明瞭な極大を伴っており(図1左)、客観解析における推定では混合層内で一桁大きな上昇・下降流が見積もられていた(図1右)。この海洋混合層内で強い鉛直流を伴う沿岸のメソ渦は、MJO通過による西風が10日以上持続した中で徐々に形成・発達しており、大気強制に対する様々な海洋変数(水温、塩分、湧昇など)の応答の時間規模のズレを理解する上で今後注目すべき要素であると考えられる。



図1 海洋客観解析 ECCO2 による 2017 年 12 月 25 日の海面高度・表層流ベクトル(左)と水深 10-50m で平均した 鉛直流・表層流流線(右)。図中の赤丸は、MR1504(2015 年 11 月 23 日~12 月 17 日、4S:102E)と MR1708(2017 年 12 月 5 日~2018 年 1 月 1 日、4.2S:101.5E)航海における定点観測点を示し、白丸は陸上観測拠点ベンクルの位置を示 す。

# 大会第3日 午前

## 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-

中山秀晃(日本気象予報士会)

#### <u>1. はじめに</u>

関東地方の雪に関する気象・防災情報は、質・量ともに 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、降雪時を逃すと観測が できないため、降雪状況の把握をさらに困難にする。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「ふるリポ!」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、記録した雨雪判別図と積雪情報図から、関東地 方の降雪の地理的分布と時間的変化を概観し、幾つかの共 通項を基に降雪パターンの分類を試みたので報告する.

#### 2. 対象とした雨雪観測と気圧配置

今回対象とした雨雪事例は、2009年~2019年の11年間 91回の観測であり、観測日の地上天気図から気圧配置を 分類したところ、冬型15回、複数の低気圧46回、いわゆ る南岸低気圧20回、その他10回に分類できた.なお、複 数の低気圧には、二つ玉低気圧を含む主として縦に配列す るもの32回、主として横に配列するもの14回が含まれ る.また、その他の分類には、北高型や前線の影響で降水 が見られたものなどが含まれる.

#### <u>3. 降雪パターンの分類について</u>

これまでの観測事例から,降雪域の地理的分布は非常に 多様であり1日といえども同じような降雪状況は無かっ た.しかし降雪に至る気象条件や雨雪境界とその時間変化, さらには積雪域と積雪深の状況等を観測記録から詳細に 比較検討した結果,いくつかの共通項を見出すことができ た.現時点では以下のような降雪パターンを考案中である.

I 地理的分布の型(降雪域と積雪域の型)							
a. 全域型   b. 山岳型   c. 西部型	ī						
d. 東部型(茨城・千葉型) e. 北部型	ī						
f. 局地型(寒気移流型)							
Ⅱ時間変化の型							
A. 降雪型 (降水期間すべて雪)							
B. 移行型 (霙を含む)							
B1. 雨雪型   B2. 雪雨型   B3. 雨	雪雨型						
Ⅲ 降水種別等の型							
①雪中心型 ②雨中心型(霙含む)							
③霰型(主に降り始め、逆転層の影響)							
④発雷型(主に後半、沿岸前線の影響)							

#### ☆参考文献:

中山秀晃,2018: 関東地方の雨雪判別-2018年1月22日の降雪事例より- 日本気象学会秋季大会予稿集D459

☆東部型(茨城・千葉型)の事例(1図~3図)



1図:2019年1月31日21:00-0:00の雨雪判別図



2図: 2019年1月31日の積雪情報図



3図:衛星画像による積雪状況 2019 年 2 月 1 日 01:58 ※使用した MODIS データは、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) /東海大学 (TSIC/TRIC) より提供を受けました。

## 土砂災害から身を守る学習プログラム

\*多々良秀世 (WFT/CAMJ),植松久芳(WFT/CAMJ)、與語基宏(WFT/CAMJ)、 松本武寛(WFT/CAMJ)、鈴木浩文(WFT/CAMJ)

1. はじめに

近年、雨の降り方が局地化・集中化・激甚化し、気 象災害が毎年のように繰り返されており、特に土砂災 害では多くの人命が失われている。

災害の防止にはハードとソフト面での対策が必要だ が、ハード対策には膨大な費用が必要となり、一朝一 タにはできない。そこで、最近ではソフト対策の必要 性が大きく取り上げられるようになってきた。

しかし、多くの住民は情報の入手方法、情報の意味 がわからない、何時・何処へ避難すればよいのかわか らない等、適切な避難行動が出来ないことが大きな問 題となっている。

ここでは、災害リスクが大きい土砂災害警戒区域等 に住む住民が適切な避難行動が出来るようになるため どうしたらよいか検討した。

2. 学習プログラムの検討

土砂災害警戒区域等の住民が自主避難できるように なることを目的に、どのような危険な地域か認識する こと、防災情報を理解すること、避難のタイミング等 について、ワークショップを取り入れながら理解する 学習プログラムを検討した。

- (1) 手作りのハザードマップの作成
  - 町歩き・地域の災害リスクの把握
     土砂災害警戒区域・特別警戒区域等に住む住民

が参加して、町歩きに より地域の危険個所や 避難ルートの確認、ま た指定緊急避難場所へ 避難できない場合の一 時避難場所の選定を行う。



② 地域の手作りハザードマップの作成 A0 の白地図を用意し町歩きの結果を記入したり、国や自治体が作成したハザードマップより 急傾斜地や土石流による土砂災害警戒区域・特別警戒区域等を書き込む。

- (2) 防災学習 (座学)
  - 防災気象情報の説明
  - ② ハザードマップの見方
  - ③ 防災情報及び避難情報などの入手方法

④ 過去の災害事例の説明

(3) 避難行動シュミレーション・ワークショップ 最初に、避難行動を検討するための前提として、 モデル家族、台風接近時等の気象状況の変化に伴 い注意報、警報など警戒レベルを時系列に想定す る。

次に、参加者によるワークショップではこの想定 を基に、警戒レベルの各段階で、以下の項目を検 討する。

確認する防災情報や気象情報、② 避難への準備、
 ③家族の避難行動等



最後 に参加者が検討結 果を発表する。

	福田する 御知管理・ 防火気急情報	家屋の加重20間 遊話事情(何夜)	通知・通常・通報介護 行たた。行きないた、 個人ごとに把入り	4501200 EZA EZA (いつ・2ごへ・日本 このように通げるか)
848 18248 UK)		1		[ ] · · · · · .
alter um2561 UKJ				
10 2 6 1 (A)				
8048 19260 193				

#### (4) 避難カードの作成

自宅の危険度、情報の入手先、避難のタイミング及 び避難先等を避難カードに記入する。これを作成する ことにより、家族と自分の安全な避難行動を確認でき る。

3. 今後の課題

このプログラムは、NPO法人ウエザーフロンティア東海(WFT)の会員が実施し検討している段階であり、今後は地域住民との協働作業を行いながら改善していきたいと考えている。

なお、最後にこのプログラムの作成に当たっては、 私達WFTが参加している愛知県「みずから守るプロ グラム地域協働事業」を参考に検討している。

## どんな予兆に注意すればヨット転覆事故は防げたか 2017年4月29日の急な強風の事例について \*伊藤忠 (気象予報士会東海支部) Ito, T. (CAMJ, Tokai Branch)

#### 1. はじめに

2017年4月29日は大気の状態が不安定となり,各地 で荒れ模様の天気となった.愛知県衣浦港では,15時 ごろヨット10隻が強風で転覆,20人が海に投げ出され た[1].幸い発見が早く,全員が救助された[2].愛知県 には朝から雷注意報と気象情報が発表され,急な強風 に対する注意喚起がなされていたが[3],強風の直前ま ではおおむね晴れで風も穏やかであり,強風注意報が 発表されたのは事故の約6分前[3]であったことから, 当事者からみれば対応が困難であったとも思われる[1].

しかし,発見が遅れていたならば惨事になったとも 考えられ,事故回避につながる予兆はなかったかを見 直しておくことは類似の事故防止上重要と考える.

#### 2. 事故発生時の気象

図1は、衣浦港の西15 kmにある中部空港における 気温と風の時系列変化を示したものである[4]. 衣浦港 で事故が起こった15 時ごろ気温が急激に低下し、平均 風速が10分程度の間に10 m/s 以上増加した. 同様の気 温低下を伴った急激な風速増加は、12 時ごろに山陰地 方でまとまった積乱雲域[5]が、その南東部に形成され た冷気塊を伴って通過する際に、小浜〜伊良湖にかけ ての各地で見られた. 特に伊勢湾周辺の強風は、断面 解析とフルード数の見積もりから、冷気が鈴鹿山脈を 越えたおろし風であると考えられた[6].

#### 3. 事故回避のための強風の予兆

報道によれば[1],風が強くなり始めたので,岸に戻 る途中に転覆したとのことである.図1から,現場で 風が強くなり始めたのは転覆時刻の10分少々前と推定 されるので,避難には少なくとも20分程度必要であっ たと思われる.四日市で風が強まった時刻は14時40 分であるので[4],四日市で強風になったことを知って 避難を開始しても間に合わなかったかも知れない.



図1. 中部空港(セントレア)における風と気温の時系列変化. 気象庁アメダスによる. 事故当日は朝から気象情報等で急な強風に対する注 意喚起がなされていたのであるから、雲画像やアメダ スデータで積乱雲域の進行と通過地点の気象に注意を 払い、たとえ強風注意報が発表されていなくても、彦 根で風速の急速増加が観測された時点(13時50分)でセ ーリングを中止していれば事故を防げた可能性がある.

また、図1を見ると、気温の低下と風速の増加が起こる数時間前に気温が階段状に上昇している.この気温上昇も彦根~伊良湖の各地で起こっていた.この気温上昇は大気の不安定化を増長し、後に接近する積乱雲の発達を促したと考えられる[6].この気温上昇は強風の予兆であったとも考えられる.

#### 4. まとめ

2017年4月29日の衣浦港でのヨット転覆事故は,当 事者から見れば突然の強風で,対応が困難であったと も思われる.しかし,当時の気象を見直した結果,少 なくとも次の2点を事故回避のための予兆とみること ができた.①強風は,発達しながら進む積乱雲域に付 随したもので,通過点の小浜~彦根で急速な風速増加 が見られた.②風速増加の数時間前に気温の階段状の 上昇が見られた.この気温上昇は大気の不安定化を増 長し,後に接近する積乱雲の発達を促すと考えられる.

気象情報などにより急な強風に対する注意喚起がな されていた中で、雲画像やアメダスデータに注意を払 い、上記予兆の時点でセーリングを中止していたなら ば事故を回避できた可能性がある.

- [1](株)中日新聞社,2017,4月30日中日新聞朝刊23面.
- [2] 国交省中部地方整備局三河港湾事務所,2017,平成 29年5月15日プレスリリース.
- [3] 名古屋地方気象台, 2017, 4月 29 日突風発生時の気 象状況, 平成 29 年 4月 30 日 12 時発表.
- [4] 気象庁, 2019、過去のデータ検索、http://www.data. jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php, (2019/5/28 閲覧).
- [5] 気象庁, 2017, 気象衛星(高頻度), http://www.jma.go. jp/jp/gms150jp/, (2017/4/29 閲覧).
- [6] 伊藤忠, 2017, 平成 29 年度日本気象学会中部支部研究会講演要旨集, 27-30.

## スマホアプリを用いた防災意識の向上 \*太田佳似 (気象予報士会関西支部)

#### 1. はじめに

最近は、気象庁のデータを利用した様々なスマート フォン用アプリケーション(以降、スマホアプリ)が開 発されている.これらの普及を利用し、正確で使い易く、 一般の人々の防災意識向上、さらには自助行動を促す ツールとして役立つスマホアプリを探し出し、様々な 機会を捉えて普及、啓蒙を図っている.

#### 2. ユーザー目線のスマホアプリ

中でも、気象を専門とする者が見慣れた上空からの 衛星画像やレーダー画像ではなく、空を下から見上げ るユーザー目線で見た雨雲や雨足の3次元表示(以降, 3D 表示)やそれらを現実の景色と重ねた拡張現実(以 降,AR)で見せるスマホアプリも開発されている.これ らは、気象に詳しくない一般の人々でも、現象を直感的 に捉え易く、緊急を要するシーンで重要な要素となる. また、日頃からスマホアプリを使用することで気象現 象や気象用語への理解が進むことも大いに期待できる.

#### 3. 3D 表示を用いたスマホアプリの例

情報通信研究機構(以降,NICT)他から提供されている「3D 雨雲ウォッチ」は、関西圏は大阪大学吹田キャンパスとNICT 未来 ICT 研究所(NICT 神戸)のフェイズ ドアレイレーダ、関東圏は日本無線のフェイズドアレ イレーダで観測された雨雲の立体構造を30秒毎に更新、 提供しており、積乱雲からの短時間豪雨に対応できる. 1日 2TB にも及ぶ観測データを NICT の分散型クラウド を用いて、観測後1分でのウェブ更新を実現している.

何よりの特徴は、WebGL を用いた 3D 描画で、観測された雨雲の立体構造と、推定される雨足を、スマートフォンの画面で視点を自由に変えて見られるよう工夫されていることである.

図1は、2018年8月31日18時半頃、北部大阪~京 都にかけて発生した積乱雲群を南から観察した様子を 示す.上は大阪府八尾市から北を望んだ積乱雲とその 下層雲の実写、下が「3D雨雲ウォッチ」の3D表示であ り、実写のイメージとよく対応していることが分かる.

#### 4. AR を用いたスマホアプリの例

島津ビジネスシステムズが提供する「Amemil(アメミル)」は、気象庁の高解像度降水ナウキャストの降水分 布図と、カメラで捉えた目の前の雨雲をARとして合成 する.雨雲の雲底高度は2kmと仮定している。 さらに、視野中央の雨雲までの距離と、そこでの降水 量も分かるため、どの雨雲が激しい雨を降らせている か、空を見上げて即座に判断できる.雨量に応じた雨足 も動画と音声で表現されるため、屋内にいても雨の様 子を安全に確認できる.

図2は、2017年7月29日14時頃、大阪府柏原市に 接近する積乱雲による雨雲の「Amemi1」のAR表示で、 実際の雨雲と重ねて見た様子を示す.このように雨を 降らせている雨雲がどこまで観測者に接近しているか を感覚的に捉えられる.

#### 5. まとめ

このようなスマホアプリは、日進月歩の変化がある ため、常日頃から様々なスマホアプリの動向や精度を 継続チェックする必要がある.そしてその時々のお薦 めアプリやユーザーのニーズに合った情報提供をする など、防災に向けた継続的な取り組みが重要となる.



図1 積乱雲の実写(上)と3D表示(下)



図2 「Amemil」のAR表示

## リアルタイム気象情報を活用した屋外スポーツ大会等の安全運営支援 ~つくばマラソンにおける実証実験~

<sup>\*</sup>宮島亜希子<sup>1</sup>, 横山仁<sup>1</sup>, 岩波越<sup>1</sup>, 鈴木真一<sup>1</sup>, 鍋倉賢治<sup>2</sup>

1.防災科学技術研究所, 2.筑波大学

#### 1. はじめに

マラソンなどの長時間の屋外スポーツ大会では、熱中症 や脱水、低体温症の危険性が高く、毎年多くの患者が出て いる。さらに、近年の極端な気象によって、猛暑による熱 中症患者の増加や、ゲリラ豪雨、雷、竜巻、雹などの被害 の増加や激甚化も懸念されている。長時間の屋外スポーツ 大会の現場においても、これらに対応した対策が必要であ ると考えられる。そこで、屋外スポーツ大会において、熱 中症や低体温症などの重篤傷病者の発生を予防するため の情報周知、および、ゲリラ豪雨、雷、竜巻、雹などの被 害を未然に防ぐための注意喚起によって、安心・安全な大 会の運営を支援する仕組みを考案し実証実験を実施した。

#### 2. 背景と概要

2013年の名古屋ウィメンズマラソンにおいて、日本で 初めて RIS (Race-condition Information System) が導 入され、4 種類(緑、黄、赤、黒)のカラーコードを用い て、気象の観点から熱中症や低体温症に対するリスクを 伝える取組みが始まった。しかし、①実際のコース上の 気象情報が取得できていないためリスク指標が適切でな い可能性がある、②リアルタイムな情報が得られず提供 情報にタイムラグが生じる、③極端気象(ゲリラ豪雨、 雷、竜巻、雹など)に対応できていない、④カラーコー ドだけでは何に対するリスクなのか分からない、などの 課題があった。そこで本実証実験では、小型気象計 POTEKA (明星電気(株)製) によるコース上でのリアルタ イム気象センシング、防災科研が開発した豪雨・竜巻予 測技術、電光掲示板による情報掲示を取り入れて、マラ ソン大会に参加している選手、スタッフ・ボランティ ア、観客に情報を伝えることとした。

#### 3. つくばマラソンでの実証実験

まず、事前につくばマラソンのコース上付近の4ヶ所 に POTEKA を設置した。(普段は近隣の小学校の防災教育 や、つくば市の危機管理に活用し、マラソン大会時には リアルタイム気象情報として利用)

当日(2018年11月25日)は、通常時は、POTEKAから 取得したリアルタイム気象情報(気温、湿度、風向風 速)、ランナーへの応援メッセージ、ゴール予想タイムを 電光掲示板に掲示し、注意喚起すべき気象や事象(極端 気象、熱中症、低体温症など)が発生した際には、簡単 な文字情報として電光掲示板で注意を呼びかけることと した。電光掲示板は、コース上の4ヶ所(POTEKA設置場 所付近)に設置し、掲示内容は、大会本部でPC(webブ ラウザ)を操作し、携帯電話のネットワークを介して、 逐次、情報の更新や切り替えを行った。



図1 電光掲示板による情報周知

#### 4. 結果

当日は天候に恵まれ、リスクを伴う気象状況とはならな かったが、アンケートによると「気温表示に気付いて塩ラ ムネを食べる回数を増やせた」「気象状況は有効だと思う」 との意見があり、気象情報の掲示に一定の効果は確認でき た。一方、「文字情報を一瞬で見極めるのが大変」「小さく て分かりにくい」「何のためにあるのか分からない」などの 意見もあり改善点や課題も見つかった。事前に実証実験の 告知をしていなかったことも、これらの意見が出された背 景の一つと考えられるが、告知をしていなかったにも関わ らず、ある程度電光掲示板は認知されており(図 2)、有効 な手段となる可能性を示唆している。[1,2]



図2 アンケート調査結果(655名)

#### 5. 今後の展開

今回の課題や改善点を踏まえ、マラソン大会参加者が 有事の際には適切な行動を取れるよう、掲示するリスク 情報の内容、情報の伝達方法について再検討し、次回の つくばマラソンで改良した取組みを実施する予定。

#### ※参考文献:

[1]つくばマラソン事務局, 第 38 回つくばマラソン総括報告書, 11 [2]つくばマラソン事務局, 第 38 回つくばマラソンアンケート調 査結果, 16

※謝辞:本実証実験は、内閣府の戦略的イノベーション創造プロ グラム (SIP)「レジリエントな防災・減災機能強化」、および、 JST のイノベーションハブ構築支援事業の支援を受けたもので す。また、つくば市スポーツ振興課およびご協力頂いた皆様に御 礼申し上げます。

-147-

# 太陽光発電に関わる諸課題と対応

\*大竹秀明(産業技術総合研究所)

#### 1. はじめに

太陽光発電システムが大量に導入されてきており, 2018年12月現在で約48GWのシステムが系統に連系 されている[1].太陽光発電システムの導入量が増える と同時に,太陽光発電周辺の関連課題も浮き彫りにな ってきている。例えば,気象予報技術を使った太陽光 発電出力の予測は他の電源の調整・運用のために利用 されるが,予測が大きく外れる場合は停電のリスクを 伴う.また,気象災害時には土砂災害や水害によって 太陽光発電システムが大量に破壊されている.本稿で は,電力システムの運用面と気象災害時の太陽光発電 の安全面について現状の課題と対応について紹介する.

#### 2. 太陽光発電と停電リスク

積雪に関する停電リスクについて紹介する. 2018 年 1月22日に東京電力エリアにおいて、南岸低気圧の通 過に伴い降雪・積雪が確認された. 電力会社において も日射量の予測から太陽光発電の出力予測を行ってい るが、太陽光発電システム上に積もった雪により太陽 光が遮断され期待する太陽光の発電出力がなされなか った.電力需要を賄うだけの電力が足りなかったため, 他の電力事業者から電力の融通を受け、停電を回避し ていたことが報告されている[2]. 太陽光の出力予測の 誤差によって、上手く他の発電機の調整が出来ない場 合は停電になるリスクもあることから、太陽光発電が 大量に導入された電力システムでは停電回避のために も積雪を含めた予測精度の高精度化が必要である.気 象情報の活用は、停電を回避した太陽光発電を含めた 電力システムの安定運用という意味でも防災の役割と して考えることができる.

#### 3. 気象災害時の太陽光発電

近年,気象災害時に太陽光発電システムが突風や水 害によって破壊される案件が報告されている.昨年の 西日本の豪雨や台風21号においても数万枚もの太陽光 発電システムが破壊された.しかし,太陽電池システ ムが壊れているように見えても,光が当たれば発電す るため,それを触ることで感電するリスクが伴う.経 済産業省からは太陽光発電への安全性に関する注意喚 起も行われている[3].気象災害時は気象庁や大学,研 究機関での現地調査なども行われるが,調査員や災害 復旧時のボランティア活動をされる方々の安全確保が 大事となる.破壊された太陽光発電システムは危険で あるため,触らず防災担当者に報告し,電気技術の専 門業者による処理が必要となる。

一方,災害時には太陽光発電システムの安全確認を したうえで,電源の一部としても利用することが可能 である.室内のパワーコンディショナーの所定のスイ ッチを切り替えることで,日中,太陽が確認できる時 間帯であれば,携帯電話の充電や電気設備の利用も可 能である[4].著者も西日本の豪雨災害,北海道の地震 時にも防災士会の SNS などを通じて情報周知を行った.

#### 4. 今後の展開

太陽光発電システムが急激に増加している中,通常 の運用のほか,気象災害時の太陽光発電システムへの 対応など国民が気を付けなければならないことも出て きている.経済産業省や太陽光発電協会から情報提供 がなされているので,参考にされたい[3][4].再生エネ ルギーの主力電源化に向けては,太陽光発電の正しい 知識の共有と注意点の把握を地域住民や自治体防災担 当者なども含めて進めていく必要がある.

謝辞 JST CREST HARPS(グラント番号 JPMJCR15K1) によって実施された.

#### 参考文献

- [1] 固定価格買取制度 情報公表用ウェブサイト, https://www.fit-portal.go.jp/PublicInfoSummary, (2019/7 閲覧)
- [2] 資源エネルギー庁,2018年1月~2月における東京 エリアの電力需給状況について(2018年3月12日), https://www.meti.go.jp/shingikai/enecho/denryoku\_gas/d enryoku\_gas/pdf/008\_05\_00.pdf,(2019/7閲覧)
- [3] 経済産業省,太陽電池設備を設置している事業者の皆様へ,http://www.jpea.gr.jp/pdf/t160510\_2.pdf,
   (2019/7 閲覧)
- [4] 太陽光発電協会,住宅用太陽光発電システム停電 時の自立運転について,

http://www.jpea.gr.jp/topics/jiritsuunten.html, (2019/7 閲覧)

## 気象情報を学校運営に活かす \*寺井邦久 (気象予報士会西部支部) Kunihisa Terai (Meteorological Forecaster Association)

#### 1, はじめに

学校行事を運営する際,気象情報は極めて重要である.遠足,野外学習,運動会など児童・生徒を安全にかつ教育効果を高めるためにも気象情報をうまく活用する必要がある.

#### 2. 始まりは雲仙噴火

1991年11月から噴火した雲仙普賢岳は,学校運営に 大きな影響を与えた.90年11月17日の水蒸気爆発か ら始まった噴火は,91年2月12日の屏風岩火口の活動 から大量の火山灰を放出するようになった.91年4月 15日山腹に降り積もった火山灰は僅かな雨でも土石流 を起こした.91年5月19日に溶岩が火口底に出現し, 6月3日に溶岩ドームの崩落に伴う火砕流により43名 が死亡した.この91年6月から噴火が終息する95年 まで市内の学校は火山と気象災害の対応に追われた.



図1 島原高校に迫る火砕流(1993年6月23日)

島原市内4つの高校(島原高,島原農高,島原工業, 島原商業)は、土石流被災地域を越えて通学してくる 生徒1000名の安全と通学路確保に苦悩する日々が続い た.朝から通常通りバス通学できても、授業中に雨が 降りだし国道が閉鎖されることもしばしば起きた.20 分で帰れる乗り合いバスが運休すると、貸し切りバス を20台準備し2時間かけて帰宅させる.県が20台の 貸し切りバスに負担するお金は100万円に達した。

雨が降る前に生徒を早く帰宅できないか.市内4校 の校長の悩みであった.「何時からどれくらいの雨が降 **るのか」**という正確な情報があれば対処できる.そのような情報が切望された.そんな時 1994 年に第1回の気象予報士試験が始まった.地学教師として島原市内の気象予報を担当していた筆者は、気象予報士の資格を取得した.資格が取れたとはいえ、予報精度が上がるわけではない.インターネットもまだ普及していない時代に、気象情報を手に入れる方法は、テレビの天気予報とラジオの気象通報くらいである.NHKの天気予報をすべて予約録画し、雲や雨域の動きを何度も再生して島原独自の予報を出した.そんな予報でも、県は数100万円の経費節減になったと自負している.

#### 3. なぜ運動会をしないんだ!!

2000年9月,大村市内の小学校で日曜日に開催予定 の運動会を金曜日に中止した.根拠は週間予報で降水 確率が80%だった.この事前決定に「昼食が無駄にな らなくてよかった.」などと保護者は好意的だった.

当時は朝6時までに土砂降りはぴたりと止み,その後は快晴となった.市内4校は朝6時の判断で運動会を予定通り実施したが,1校のみ快晴の下,中止していた.「なんで運動会をしないんだ」という恫喝のような電話が1日中職員室に鳴り響いた.

#### 4, 学校は気象情報に苦しんでいる.

気象情報は学校行事の円滑な運営,児童生徒の安全 確保に欠かせない.ただ行事ごとにその判断基準が異 なり,管理職はそのたびに苦しんでいる.そこで学校 行事に特化した気象判断シートを作成した.

縦軸に雨の強さと危険性を数値で表し,横軸に時間 経過を3日先まで取り気象状況を帯グラフで表現した. さらに雨の強さに応じて運動会や遠足の状況判断を右 に列記した.状況判断については,様々な気象状況に 対して学校がどのように対処したかを25年にわたって 取材し,判断基準としてまとめた.例えば運動会の中 止基準は小学校,中学校,高校で異なった.小学校で は時間雨量3 mm程度で低学年が泣き出した.高校では 雷さえならなければ,運動場が田んぼの状態でも強行 した.大学入試センター試験が迫る中,日程の変更は 難しいのである.今回この判断シートも紹介する.

### 係留気球と GPS ラジオゾンデよる気温・相対湿度の観測 - 下層大気内における計測値の品質評価 -

重田祥範<sup>1</sup>・吉田聡<sup>2</sup>・野津雅人<sup>3</sup>・多田楽空<sup>1</sup>・大谷一貴<sup>1</sup>・牧園善樹<sup>1</sup> (1.公立鳥取環境大学, 2.京都大学防災研究所, 3.首都大学東京)

#### 1. はじめに

気象観測は、防災目的や農業をはじめとする産業面 でも多く利用されている. そのため、観測手法も多岐に わたっており、現在では様々な観測機器が存在してい る. この気象観測を実施するにあたっては、目的を達成 するための機器の選定のほか、得られる精度が大変重 要である. そこで、本研究では 2019 年 6 月 4~12 日 に京都大学防災研究所潮岬風力実験所敷地内におい て係留気球と GPS ラジオゾンデ(以下、ゾンデ)による 気温、相対湿度、大気圧の鉛直観測を大気下層でおこ ない、それぞれの計測によって得られた値の品質評価 をおこなうことにする.

#### 2. 研究概要

測定項目は、気温・相対湿度・大気圧である.係留気 球には、気球製作所製の直径約165 cmのカラーバルー ン(COSMOPRENE 300)を使用した.気温と相対湿 度の測定では、温湿度センサー(TR-3110; T&D 社)を 白色で外気との通風が可能なラディエーションシールド 内に組み込んだ.測定高度は地上 2m から約 260m ま でである.一方、ゾンデは地上から約 35km の風速・風 向・大気圧・気温・湿度などの気象データを計測するこ とが可能な iMS-100(明星電気社製)を使用した.風 速・風向・大気圧は、GPS 測位技術により取得された移 動速度と高度をもとに演算される.なお、測定値のサン プリング間隔は 1 秒,係留気球は 20 秒間の移動平均 値、ゾンデは瞬間値で議論する.また、本観測では測 定の際に各センサー間の比較校正はおこなっていない.

#### 3. 結果

観測期間中に係留気球, ゾンデ観測をそれぞれ 27, 18回実施した. ここでは, 2019年6月10日14時30 分に放球した際の係留気球とゾンデの観測値を報告す る. 第1図(a), (b), (c)それぞれに気温, 比湿および 測定された気温と大気圧から算出した温位を示す. 気 温は係留気球とゾンデで概ね同一の鉛直分布を示して いる. ただし, 係留気球はゾンデに対して高温バイアス があり, この値は地上付近で約2℃であるが, 高度 200m以上では1℃以下と小さくなっている(第1図a).

一方, 観測値から計算された比湿は, 地上付近で両 差の値に大きな乖離が生じており, 最大 5g/kg程度の違 いが認められる. 特にゾンデによって計測された値が高 度によって大きく変化しているのが特徴的である. しか しながら, 高度 100m 以上では両者の値は安定してお り, その差は 1g/kg以下と小さい. 今後は, 高度の違い によって生じるバイアスの大きさについて明らかにする ため, 高度毎の風速等を考慮していく予定である.



第1図 係留気球とラジオゾンデによって計測された(a)気温, (b)比湿, (c)温位の鉛直分布(2019 年6月10日14時30分)

下部境界層の気温・相対湿度・風鉛直分布の UAV・係留気球・パイロットバルーン観測間比較
 \*野津雅人<sup>1</sup>, 重田祥範<sup>2</sup>, 吉田聡<sup>3</sup>, 多田楽空<sup>2</sup>, 大谷一貴<sup>2</sup>, 牧園善樹<sup>2</sup>, 松本淳<sup>1,4</sup>
 (1: 首都大学東京, 2: 公立鳥取環境大学, 3: 京都大学, 4: 海洋研究開発機構)

### <u>1. イントロダクション</u>

大気境界層は人間も含めた多くの生物が存在する生 物圏の枢要をなす大気層であり,その中での気象現象は 我々の生活に対して大きな影響を与える.大気境界層 の高時間・鉛直分解能での観測は,大気と生物の相互作 用の理解に資する重要な情報を与える.これまで,大気 境界層の高分解能観測は,ラジオゾンデやパイロットバ ルーンの頻回放球や係留気球が用いられてきた.近年は これらに加え,UAV を用いた観測も可能となってきた. 本研究では,UAV による気温・湿度と推定風速・風向の 観測を,係留気球による気温・湿度,パイロットバルー ンによる風の観測と比較した.

#### <u>2. データと</u>手法

UAV 観測用気温・湿度・気圧計 WP 2050UL (気象 情報通信製)を用いた.係留気球観測では温湿度セン サー TR-3110 (T&D 社製)を用いた.これらの測器の 気温・湿度センサー部分は通風性の高いシェルターで覆 われている.観測間隔は1秒である.WP 2050UL を 載せた UAV は DJI 製の MATRICE M210 RTK であ る.観測は本年6月に京都大学風力実験所 (33°26'47"N, 135°25'23"E)で行った.本研究では地上高度 150 m ま での下部境界層での観測結果比較を示す.

#### <u>3.</u> 結果

係留気球により 1000 hPa 付近が底面の気温逆転層 が観測された (図 1a). この逆転層の上方は乾燥してお り,地上付近より相対湿度が 20% ほど低かった (図 1b). UAV は同様の気温と相対湿度の鉛直構造を捉えた. し かし,特に気温の絶対値に大きな差が見られた. 係留気 球観測に対して UAV 観測は, 1000 hPa より下層で下 降時に 4°C の過小,上層で 1°C の過大評価を示した. 一方で,相対湿度については両観測による差はおおむね 10% 以内に収まった. この気温逆転層はローカルな海 風侵入によるものと考えられる. 鈴木・河村 (1995) で 示されたヤマセに関する Sendai-Tateno 型逆転層のミ ニチュア版と言える.

UAV 姿勢制御情報に基づく風の推定値 (AIRDATA UAV による: https://airdata.com/) と, パイロットバ ルーン風観測との比較も行った. 風向はほぼ一致したが, 風速は UAV 推定値が過大であった.

#### <u>4. まとめと今後</u>の課題

UAV と係留気球による気温 · 湿度の観測により, 同様 な鉛直分布を捉えた. 一方で, 気温の絶対値は最大で 4 °C 程度の差があった. 測器の応答速度はまだ十分に検



図 1: 2019 年 6 月 6 日正午頃の京都大学潮岬風力実験所上 空における,係留気球と UAV で観測された (a) 気温および (b) 湿度の鉛直分布.アスタリスクは係留気球による上昇時 (11:50–11:58,青),滞空時 (11:58–12:23,緑),下降時 (12:23– 12:41,赤)の観測を示す.三角形および正方形は UAV による 観測を示す.係留気球の滞空時に飛行時刻が近いため緑色で 示す.上向き,下向きの三角形および正方形は,それぞれ,上 昇,下降および滞空時を示す.UAV 観測については,過去 40 秒の気圧変化 0.5 hPa を基準に上昇,下降,滞空を判別した. 時刻は全て日本標準時.

討されていない. これ以外の事例も調べることで, 応答 速度を加味した観測手法間の差を詳細に調べる予定で ある.

謝辞 本研究は、京都大学防災研究所一般共同研究「潮 岬沖の陸上・洋上・海底同時連携観測による黒潮域大気 海洋相互作用の実態解明」、科研費挑戦的研究(萌芽) 「『ちきゅう』DONET のトータル観測ステーション計 画:海底 ~ 大気の同時貫通観測」および首都大学東京 傾斜的研究費研究課題「2020 年東京オリンピック・パ ラリンピックに向けた都市気候研究」の支援のもとで行 われた.

## 地上設置型ドップラーライダーとラジオゾンデを用いた 衛星搭載ドップラー風ライダーの検証実験

\*岩井宏徳,青木誠,大城満,雨谷純,Baron Philippe,石井昌憲(情報通信研究機構)
 1. はじめにの Mie は高層の雲の領域と境界層で風データが得られ

欧州宇宙機関(ESA)により世界初の衛星搭載ドッ プラー風ライダー(Aeolus)が2018年8月22日に打ち 上げられた. Aeolus により得られる全球の風データに より,数値気象・気候予測モデルの精度向上が期待さ れている.本稿では地上設置型ドップラーライダーと ラジオゾンデを用いた Aeolus の風データの精度検証の 初期解析結果について報告する.

#### 2. 検証実験の概要

Aeolus は波長355 nmの直接検波方式のドップラーラ イダーであり、分子散乱 (Rayleigh) とエアロゾルや雨 滴からの散乱 (Mie) によるドップラーシフトを分離し て、それぞれの視線方向風速 (LOS) を計測する. Aeolus は高度 320 km,7日回帰の太陽同期ドーンダスク軌道 であり、軌道面から仰角 35°, 軌道の直交方向にレーザ 光を照射し、東西風成分が Horizontal LOS (HLOS)とし て得られる. 解析には ESA から提供されている L1B プ ロダクトを用いた. HLOS 検証のため、東京、神戸と 沖縄に設置されているドップラーライダーを用い、近 傍を Aeolus が通過する際に DBS または VAD で水平風 の鉛直プロファイルを計測した.また、沖縄では2018 年11月1日から12月20日の期間中, ラジオゾンデを 計 12 個放球した. ドップラーライダーとラジオゾンデ で得られた水平風速を Aeolus の観測レンジビン内で平 均し, Aeolus の視線方向に投影して HLOS を算出した.

#### 3. 比較結果

第1図に沖縄で観測された HLOS の鉛直プロファイ ルの1例を示す. Aeolus は沖縄本島の西約65 kmの地 点を観測していたが,高度4 km以上の HLOS はドップ ラーライダーとラジオゾンデの HLOS と良い一致を示 している. Aeolus の Rayleigh は高度2 km以下で SNR が上空に比べ5dB 程度低く(図略), HLOS のばらつき が目立つ. 第2図に示すように高度2 km以下の Aeolus の Rayleigh は異常値が多い.高度2 km以上の観測点の みで比較すると,サンプル数167,相関係数0.974,平 均二乗誤差7.148 m/s であり,ややばらつきが大きい. HLOS の差が大きい観測点は高度8 km以下であり,空 間非一様性が1 つの要因と考えられる. 一方, Aeolus 

#### 4. まとめ

Aeolus の HLOS はドップラーライダー, ラジオゾン デと比較し, 概ね良い一致を示したがややばらつきが 大きい. この時期, Aeolus のレーザシステムが不調で あったため, ESA ではレーザ出力を上げ(2019年2月), レーザを切り替える(同6月)作業を行っており,引 き続き精度検証を実施していく予定である.



図1 2018年11月8日2235UTCの沖縄における Aeolus, ドップラーライダーとラジオゾンデの HLOS の鉛直プ ロファイル.



図 2 Aeolus Rayleigh の HLOS とラジオゾンデの HLOS の比較 (サンプル数 220). 三角は高度 2 km 以下 の観測値を示す.

謝辞:本研究の一部は科学研究費補助金(課題番号: 17H06139, 19K04849, および 19H01973)の支援を受 け実施された.ここに謝意を表す.

## 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2)

\*萩原雄一朗<sup>1</sup>,大野裕一<sup>2</sup>,堀江宏昭<sup>2</sup>,Woosub Roh<sup>3</sup>,佐藤正樹<sup>3</sup>,久保田拓志<sup>1</sup>,沖理子<sup>1</sup> (宇宙航空研究開発機構<sup>1</sup>,情報通信研究機構<sup>2</sup>,東大大気海洋研<sup>3</sup>)

#### 1. はじめに

JAXA/ESA は、2021 年打ち上げに向け EarthCARE 衛星 の開発を進めている[Illingworh et al., 2015]. この衛星に搭 載される4つのセンサの1つである CPR は、世界初のド ップラ機能を持つ雲レーダであり、計測される鉛直流は、 雲・雨粒子の相判別や雲微物理特性の測定精度向上、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 予測の不確定性低減に貢献すると期待される.

2018 年秋季大会では、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て、巻雲と霧雨の事例につい て、CPR のバルスペア共分散のシミュレーションを行い、 水平積分や折返し補正手法によるドップラ速度(Vd)計測 誤差低減の評価を行った.本発表では、雨の事例について 同様な評価を行ったので報告する.

#### 2. データと手法

NICAM 全球 3.5km メッシュモデル出力を 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 & Zrnic 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 1km の水平積分では 2 つの連続する 500m 積分 Rt を, 10kmの水平積分では20の連続する500m積分Rtを積分し て, その実部と虚部から水平積分 Vd を求めた. 今回の事 例では CPR のパルス繰り返し周波数は約 6279Hz であり, Vd が約±5m/s の範囲を超えると、ドップラ折返しが生じ る、今回は、下降速度が折返しドップラ速度(Vmax)を超 える強い雨エコーに着目し折返し補正を行った. すなわち 閾値-3m/s以下(上昇)の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 を折返す手法を適用した.

 $V_{unfolded} = Vd + 2 \cdot V_{max}$  (Vd < -3m/s)

#### 3. 結果

図1にNICAM/J-Sim データのVd, 共分散から計算した Vd, 10km 積分Vd, 折返し補正済み10km 積分Vd の緯度 高度断面を示す. Z因子の値(図は略)から3.5kmの高さ に融解層が見え,図1,a)に示すようにその下の雨域では 約4m/s,雲域では2.4m/sの正の値のVd(下降)である. 一方500m 積分Vdの計算結果(図1,b))では、非常にば らつきが大きくなり、ドップラ折返しが生じて負の値(上 昇)がいたるところに散在している、これは加算したラン ダム誤差が折返し速度を超えるほど大きいことによる.

Ikm 積分した Rt から求めた Vd (図は略)や 10km 積分 Vd (図 1, c))では平均化によるランダム誤差低減が見られる が、ドップラ折返しの影響による上昇流が残っている.折 返し補正を適用すると、この上昇流は下降流に補正される (図 1, d)).図2にランダム誤差(各 Vd と NICAM/J-Sim の Vd との差)の標準偏差 SD が Z 因子の関数としてどう 変化するかを示した(折返し補正前:灰色線,補正後:黒 線)、補正前は、Z 因子の増加と共に(ランダム誤差が小 さくなり)SD が一旦小さくなるが,約-10dBZeを境に(粒 径の大きい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 が大きくなっているのが分かる.補正後 は、例えば 0dBZe で,1km 積分で約 3.0 から 1.6m/s に(図 2, a))、10km 積分では約 1.2 から 0.5m/s になり(図 2, b)) SD の低減が見られる.折返し補正の閾値を-4m/s,-2m/s と した結果も示したが、1km 積分ではZ 因子の大きなところ で,閾値をゼロに近づけるほど小さくなるという差があっ たが、10km 積分ではほぼ差がなかった.折返し補正後は、 SD は Z 因子が大きくなるにつれ計算値に近づき、折返し 補正が有効であることが分かる.









#### WINDAS鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(3)

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

2019年春季大会では各地のWINDASデータ を用いて、高層雲エコーからとみられるド ップラ鉛直速度の月平均高度プロファイル を作成してその季節変化を調べた。このプ ロファイルを0度高度からの高さに変換す ると上空では速度プロファイルがほぼ重な って季節による気温プロファイルの変化が ドップラ速度の季節変化を決めていること が示唆された。今回は小金井の雲レーダの 観測結果を上記結果に着目して解析をした 結果を示す。

#### <u>2. 熊谷WINDASの鉛直速度プロファイル</u>

図1は2003-2011の9年間の月平均をした 熊谷のWINDASの鉛直速度の高度プロファイ ルである。速度0m/s付近に現れる大気エコ ーを除き、雲・雨エコーのみの平均鉛直速 度を求めている。縦軸を高度にした場合は 上空5km以上では鉛直速度が夏に大きく、冬 に小さいという季節変化が顕著に表れたが、 図1では縦軸を気温0度から高さに変換して いるため、季節変化がなくなり、ほぼ重な った速度プロファイルになっている。これ は高層雲の鉛直速度プロファイルがほぼ気 温に依っていることを示唆している。

#### <u>3. 小金井SPIDERの鉛直速度プロファイル</u>

図 2 は 2003-2007 年の小金井で鉛直方向を 観<br />
測<br />
した<br />
雲<br />
レーダ<br />
(SPIDER)の<br />
月<br />
平均<br />
鉛<br />
直<br />
速 度プロファイルである。気温0度の高度が 冬から夏に1~5kmまで季節変化があり、そ の高度より下では雨の落下速度、その上で は高層雲の落下速度になっている。高層雲 の落下速度は上では小さく、0度高度に近づ くほど直線的に増加している。各年のプロ ファイルは色を変え表示しているが、各月 でプロファイルはほぼ重なり年々による差 はほとんどないと言える。図3では気温が0 度になる高度をある年(1990年)の舘野のラ ジオゾンデの月平均気温から求めて、縦軸 を0度高度からの高さに変換して描いた鉛 直速度プロファイルである。各年各月でー つのプロファイルとしているため、データ 数が少ないため、図1ほど一致はしていな

いが、季節変化がなくなりほぼ重なった高度プロファイルになっている。図1と比較しても気温0度より上の高度では良く一致している。今後、気温プロファイルをより詳細に適用し高度変換することで、ばらつきが減少するかを確かめる予定である。

#### 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。本研究は総務省電 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 2003-2011年の 熊谷の WINDASの 月 平均 鉛 直 速 度 (縦 軸 は 0 度 高 度 か ら の 高 さ )



0度高度からの高さに変換して表示



## しきさい衛星 SGLI 雲プロダクトの初期検証結果

\*中島 孝(東海大),石田春磨(気象庁),永尾 隆(東大 AORI),堀 雅裕(JAXA),フスリート(CAS)

#### 1,はじめに

SGLI センサーを搭載した「しきさい」衛星 (GCOM-C)衛星は、2017 年 12 月 23 日に種子島 宇宙センターから打ち上げられた。「しきさい」衛 星は地球温暖化予測における予測誤差の低減に資 するために、長期間にわたる大気、陸、海洋、雪氷 面の地球環境観測データを取得することを目的と している。SGLI 観測データから大気の雲を解析す るアルゴリズムには 2 種類ある。ひとつは雲識別ア ルゴリズム CLAUDIA、もうひとつは雲特性アルゴ リズム CAPCOM である。本講演では、両アルゴリ ズムの紹介と、雲識別、雲特性の初期検証結果につ いて報告する。

#### 2, 雲識別アルゴリズム CLAUDIA

CLAUDIA アルゴリズムは、SGLI の各画素について の晴天信頼度(CCL)を算出するアルゴリズムであ る。単に雲の有無についての識別をするのではなく、 雲、晴、あるいは雲と晴の間の曖昧な状態を 0~1 の実数値で数値化する。SGLI に搭載されたバンド を使って複数の閾値テストを実行して、それらの結 果をマージして最終的な晴天信頼度(CCL)を算出す る形式は NASA, MODIS の基本アルゴリズムに似てい るが、雲にも晴にも偏向しない晴天信頼度(CCL)を 算出する点が CLAUDIA の特徴である。CLAUDIA アル ゴリズムの詳細については Ishida and Nakajima (JGR, 2009)に記述されているので参照されたい。 図1に日本付近のRGB 合成図(左)と、同領域にお ける晴天信頼度の図(右)を掲載する。日本海を横 断する黄砂については、晴天信頼度が 0.7 程度にな っており、曖昧さが表現できていることが分かる。



図 1 SGLI 解析による雲識別の解析事例(Nakajima et al. 2019, in revision より一部改編の上掲載)

#### 3, 雲特性解析アルゴリズム CAPCOM

SGLIの可視、中間赤外、熱赤外バンドを用いて 雲の光学的厚さ、雲粒有効半径、雲頂温度が推定さ れる。これらの物理特性(雲特性)は、エアロゾル の雲調整効果等のメカニズム研究や、雲粒成長過程 の解明に役立てられる予定である。アルゴリズムの 詳細については、Nakajima and Nakajima (JAS, 1995)に詳しい。図2はSGLIから推定された雲光学 的厚さと MODIS プロダクトの比較である。図からは 両者が良く一致している状況が確認できる。講演で は雲粒有効半径と雲頂温度の比較についても示す 予定である。



図 2 SGLI から推定された雲光学的厚さと MODIS プロダクトの比較(Nakajima et al. 2019, in revision よ り一部改編の上掲載)

#### 4, まとめ

しきさい衛星を企画し打ち上げた JAXA は、打ち 上げ後1年が経過した時点でのプロダクト・リリー スに際して、プロダクト毎のリリース精度を予め定 義している。校正検証作業を経てリリース精度を達 成したプロダクトが一般提供されるという精度保 証の仕組みである。校正検証作業の結果、雲に関す る標準プロダクトについてはリリース精度を達成 していることが明らかになったため、2018年12月 にプロダクトの公開がなされている。

#### 参考:

Nakajima, T. Y., H. Ishida, T. M. Nagao, M. Hori, H. Letu, R. Higuchi, N. Tamaru, N. Imoto and A. Yamazaki (2019). "Theoretical basis of the algorithms and early phase results of the GCOM-C (Shikisai) SGLI cloud products." Progress in Earth and Planetary Science. in revision.

Ishida, H. and T. Y. Nakajima (2009). "Development of an unbiased cloud detection algorithm for a spaceborne multispectral imager." Journal of Geophysical Research-Atmospheres 114: doi:10.1029/2008JD010710.

Nakajima, T. Y. and T. Nakajima (1995). "Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions." Journal of the Atmospheric Sciences 52(23): 4043-4059

## 次世代のマイクロ波イメージャ降水リトリーバルアルゴリズム開発:

### 固体降水の厚みに依る散乱特性の変動の導入

#### 青梨和正(気象研)

#### <u>1. はじめに</u>

本研究の目的は、従来の GSMaP 散乱アルゴリズム を改良して、陸上と海岸域の新しい GMI 用散乱アル ゴリズムを開発することである。

GMI 高周波 TB の降水による depression (TB depression) 及び GMI TB を入力とする従来 GSMaP 散 乱アルゴリズムのバイアス(散乱バイアス)と KuPR の降水特性の関係を調べると、TB depression 及び 散乱バイアスは、KuPR 降水トップと全球解析値の OC レベルの差で表わされる、固体降水の厚み(FPD) に高 い相関を示した。

前回は、この解析結果に基づき、まず、固体降水の 厚みの第1推定値(FPD\_ENV)を、JRA55物理量から 降水強度毎に求めた。

今回は、この FPD\_EW に依る散乱特性の変動を散 乱アルゴリズムに導入したので、報告する。

#### 2. 本研究で用いたデータ

本研究は、2014 年 6 月 1 日-2015 年 5 月 31 日の GPM. V06A の観測データを用いた。降水強度等の降水 特性の検証データとして、GPM KuPR レベル 2 データ を用いた。6 時間毎の JRA55 の対流圏中下層の気温 減率、RH から、降水強度毎の FPD\_ENV を計算した。

#### 3. FPD\_ENV に依る降水プロファイル変動の導入

GPM KuPR の降水データを使って、地上降水強度毎 に、固体降水の厚みと降水プロファイルの統計的な 相関を計算した。その結果、固体降水の厚みと固体 降水の降水強度は、相関が高いことがわかった。

次に、FPD\_ENVを使って、新アルゴリズムの前方計 算部に、固体降水の厚みによる降水プロファイルの 変動を導入した。これによってFPD\_ENV > 4 km の 降水の過大評価が軽減された。

しかし、この降水プロファイルの変動を入力した 前方計算を使っても、顕著な散乱バイアスが残る。 すなわち、FPD\_ENV が4km 以上では、散乱アルゴリ ズムは、KuPR に近い降水強度をリトリーバルするの に、FPD\_ENV が3 km 以下では、明瞭な過小評価を示 す(図1参照)。

#### 4. FPD\_ENV に依る固体降水粒子の密度変動の導入

上記の結果は、固体降水の厚みと降水プロファイル以外の固体降水の散乱特性の関連性を示唆する。

本研究では、固体降水の散乱特性を変動させる指標として、固体降水の密度を使った。すなわち、固体降水の密度を変動させて、FPD\_ENV毎に GMI 散乱バイアスを小さくする最適値を探した。

その結果、最適な固体降水の密度は、FPD\_EWとともに大きくなることが分かった:

FPD\_ENV < 3 km で、 36GHz で 0.05, 89GHz で 0.25, FPD\_ENV:3-4 km で、 36GHz で 0.1, 89GHz で 0.3, FPD\_ENV > 4 km で、 36GHz で 0.2, 89GHz で 0.35

本研究は、散乱バイアスを減らすために、前方計 算に、上記の FPD\_EWV に依る固体降水粒子の密度変 動の補正を導入した。その結果、モンスーンアジア、 海洋大陸、アマゾン域などの散乱バイアスが従来よ りも減少した(図2参照)。

Acknowledgement:この研究はJAXA「第2回地球観測研究公募共 同研究」の一部である。



図1:2014年6月-2015年5月陸上、KuPR地上降水強度(X 軸)とGMI降水強度リトリーバル値(Y軸)との分散図 (上)FPD\_ENV > 4km (下) FPD\_ENV < 3km



-7 -5 -3 -2 -1 -0.5 0.5 1 2 3 5 7



図2:2014年7月陸上の散乱バイアス(上)従来アルゴリズ ム(下)新アルゴリズム

## 降雪粒子立体形状とミリ波偏波レーダシグナル

°民田晴也 久島萌人 篠田太郎(名大宇地研) 川島正行(北大低温研)

藤吉康志 (北大)

#### はじめに

レーダ降雪強度の高精度化、偏波レーダシグナルを 利用した粒子種別識別の実用化を目標に、2018年12月 から 2019 年 3 月の間、降雪粒子立体形状と粒径分布を 観測する multi-angle snowflake imager (MSI)<sup>[1]</sup>を北海 道大学低温科学研究所 (ILTS) で、35GHz 偏波雲レーダ (Ka レーダ) を ILTS の東 14km に位置する酪農学園大 学で運用、地上降雪粒子と Ka レーダの同期観測を実施 した。ILTS では 2D Video Disdrometer (2DVD)、降雪 強度計、9-/24-GHz 降水レーダも運用した。

本報告では、MSI と 2DVD 観測結果を比較すること で MSI 計測性能、および MSI 粒子立体形状と偏波レー ダシグナル出現分布の関係性の速報を紹介する。

#### 降雪粒子の立体形状計測

MSI はレーザラインスキャナを 45 度間隔に配置、4 方 向から落下粒子の影画を取得<sup>[1]</sup>、天頂角 55° から2台の カメラで落下粒子を撮影、降雪粒子の立体形状を再現す る(図1)。2DVD 同様、スキャナ配置に高さオフセット があり粒子通過時間差から落下速度を得る。



図 1: MSI 概要と立体形状 (粒子縦横比の定義)

#### 観測結果

MSI 立体形状は粒子幅 1mm 以上の影画を用い合成 する都合、小粒子が欠落した粒径分布 (PSD) となる。 2DVD との比較では(図 2a-c)、体積加重平均(10 分 間)の等価球径、粒子縦横比、落下速度を用いること で小粒子欠落の影響緩和を試みた。平均球径は MSI と 2DVD で良い一致を示すが、縦横比と落下速度に明確な



図 2: MSI と 2DVD の (a) 体積等価球径、(b) 粒子縦横比、(c) 落下速度の比較、(d)MSIの粒子縦横比と体積等価球径。気温 -5 ℃で場合分け。(e)MSI 縦横比と Ka レーダ Z<sub>dr</sub>、(f)MSI 縦横比と Ka レーダ ρ<sub>hv</sub> の関係。MSI、2DVD は 10 分間の粒 子体積加重平均値。Ka レーダは RHI 観測値 (10 分毎、ILTS の上空 300m)。(2018/12/14 から 2019/02/28;Z<sub>h</sub> >-10 dBZ の事例抽出)

違いがある。平均縦横比は MSI は 1.2-2.3 で変動するが、 2DVD は 1.2-1.5 と変動幅が小さい。平均落下速度は低 速域で MSI が遅く、高速域で速くなる傾向がある。図 2dは MSIの縦横比と等価球径の関係を示し、平均球径 の大きな PSD ほど、平均縦横比が小さい傾向を示す(例 えば、霰は平均等価球径が大きく、雪は等価球径が小さ い)。図 2e,f に、MSI 粒子縦横比と Ka レーダの偏波シ グナル  $Z_{dr}$  と  $\rho_{hv}$  の出現分布を示す。粒子縦横比が大き いほど Z<sub>dr</sub> が大きく、縦横比 1.5-1.8 に ρ<sub>hv</sub>=0.93 と小さ な値が現れる(小さな ρ<sub>hv</sub> 値は粒子多様性、種別混在を 示唆)。今後、降雪タイプ毎に分類、粒子物性と偏波シ グナルの関係を精査、9,25,35GHzの多周波レーダシグ ナル解析を行う予定である。

#### 謝辞

本研究は北海道大学低温科学研究所共同研究 (18G051) の助成 を受けた。

#### 参考文献

1. Minda et al., 2017, doi:10.1175/JTECH-D-16-0221.1.

## フェーズドアレイ気象レーダーのリアルタイム観測データ利用システム

\*佐藤晋介、磯田総子、花土弘、中川勝広(NICT)、前坂剛、清水慎吾(防災科研)、山下恒平、村永和哉(セック)

#### 1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)では、局地的大雨や竜巻突風 などの突発的現象の早期探知と予測を目指して開発したフェ ーズドアレイ気象レーダー(PAWR)を、吹田・神戸・沖縄に 設置して、実験局として定常的に運用している。PAWR は 100m 分解能(半径 60 km、高度 15 km)、300 方位角(360°)、 100 仰角(0-90°)の詳細な3次元観測を 30 秒で行い、従来 のパラボラアンテナ型気象レーダーの 100 倍のデータレート で観測データを生成する。3台の PAWR のリアルタイム観測 データは、高度2kmの反射強度分布を示すクイックルック (QL) 画像として観測終了後1分以内に Web ページ (https://pawr.nict.go.jp/)で公開している。また観測開始以降 (吹田 PAWR は 2012 年、神戸・沖縄 PAWR は 2014 年)の全 ての QL 画像(30 秒毎)を「過去のデータ」として上記 Web ペー ジで公開しており、3PBを超える生データもオンラインのストレ ージに保存している。30秒毎の3次元観測データをリアルタイ ムで利用するためには大容量データの高速伝送や高速処理 が課題である。しかし、株式会社エムティーアイとの共同研究 で開発した無料スマホアプリ「3D 雨雲ウォッチ」および CREST 研究課題「ビッグデータ同化によるゲリラ豪雨予測」で開発し た3Dナウキャストによる「理研天気予報」が既に実現しており、 30 秒毎の3次元データがリアルタイム利用できることは実証 された。これらのリアルタイム観測データ利用のために 10 秒 以内に計算されるデータ品質管理フラグ作成も定常的に行っ ている。このデータ利用システムは、2019 年 3 月までは NICT サイエンスクラウド上に構成されていたが、そのサービス終了 にともない 4 月からは新しいネットワーク構成で運用を開始し た。本報告では、その新しい構成の紹介に加えて、昨年7月 から観測を開始した埼玉大学に設置したマルチパラメータ・フ ェーズドアレイ気象レーダー(MP-PAWR)の観測データを、本 データ利用システムに導入する取り組みを紹介する。さらに、 これらの大容量 PAWR 観測データをオープンデータとして多く の人に利用してもらうための課題についても言及したい。

#### 2. PANDA データ利用システム

本システムは「フェーズドアレイ気象レーダー・ ドップラーライダーネットワーク融合システム (PANDA)」として整備した PAWR 以外のリモート センシングおよび地上観測装置などの観測データ も扱っており、PANDA データ利用システムと名付 けて計画停電時などを除いて 24 時間 365 日の常 時運用を行っている。図1は本システムのネットワ ーク構成図で、吹田 PAWRを含む vlanA 系統が独 自に開発したネットワークで、神戸・沖縄 PAWR を 含む vlanB は導入時の PANDA ネットワークである。 しかし当初使っていた通常の TCP 通信では遅延 や長距離伝送に伴うパケットロスの影響で 30 秒 以内に全データを転送できない場合もあった。そ こで NICT で開発された HpFP ファイル転送ツール hpcopyを使うように改修したことで、各 PAWR から それぞれ 131Mbps で小金井に送られる全データ の安定伝送が可能となった。PAWR 観測データは 13 種別ファイル毎に1時間分まとめて圧縮して、 M2M ストレージの 2.4 PB ボリュームなどに保存し てきたが 2019 年 6 月で一杯となったため、新たに 導入した 1.1 PB ストレージ(dp05)を使い始めた。

#### 3. MP-PAWR のデータ伝送

戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)の施策として開発された MP-PAWR の観測データは、リアルタイムで防災科学技術研究所に伝送され豪雨直前予測情報の実証実験などに用いられてきた。2019年度から開始された SIP 第2期では、首都圏最新気象観測ネットワークの一つとして MP-PAWR データを用いるために、NICT 小金井本部にもデータ伝送されることになり、前述の PANDA データ利用システムに組み入れることとした。データ伝送経路は図1に示す通りである。これまでの単偏波の PAWR データと異なることは、二重偏波観測データの追加に加えて、データ伝送が任意の時間単位の RHI volume scan として行われることである。このためより細かい時間分解能のデータ利用が可能となり、ビッグデータ同化の精度改善などが期待される。

#### 4. オープンデータにむけた取り組み

本データシステムで収集される観測データは、NICT として は全てをオープンデータとして扱いたいと考えている。サイエ ンスクラウドの時代には、外部ユーザにアカウントを発行して 本システム内のデータ解析サーバからアーカイブデータにア クセスしてもらっていた。しかし、そのようなサービスは継続で きなくなったため、観測データを Web ページ経由でダウンロー ドできる仕組みを作成した。ただし、Web 公開できるデータ量 は限りがありダウンロード可能なサイズも限られてくるので、 とりあえず過去データはリクエストのあった日時のデータを手 動で用意することとし、最新データは自動で数週間前から1時 間前までの1時間圧縮ファイルの公開を予定している。デー タ利用規約は作成中であるが、不正アクセス防止やトラフィッ ク管理等のために認証付きページとする。また、持続的なアク セス保証を目指して観測データの DOI 付与を検討している。

本研究は、SIP 第2期「国家レジリエンス(防災・減災)の強 化」『V.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』の支援を受けている。東芝インフ ラシステムズ株式会社の吉見和紘氏、水谷文彦氏には大変 お世話になっている。



図1 PANDA データ利用システムを構成する計算機サーバ、ストレージ ファイアウォール(FW)・スイッチ(SW)・アクセスポイント(AP)を含む ネットワーク構成図。

## HYSPLIT を用いた迷行鳥類の気象要因解析 \*太田佳似 (気象予報士会関西支部)

#### 1. はじめに

日本産鳥類の種数は、12年間で542種[1]から633種 [2]まで91種も増えている.その多くは迷鳥であり、毎 年のように日本各地で新しい種が観察、記録されてい る.2002年~2016年の日本鳥学会誌(和文誌)に迷鳥 として報告された観察記録だけでも84例あるが、日本 への迷行理由が明らかになっているものは少ない.

#### 送行原因の解析

迷行の原因は、複数の要因が絡み合っており、①悪天 候による漂行(drift)、②分布域の拡大(diffusion)、 ③若鳥の目的地超過(over-shooting)、④渡りの定位誤 り(misorientation)、⑤近縁種との混群などが挙げら れている[3].本報告では上記84例について、主にア メリカ海洋大気庁(NOAA)のHYSPLIT(流跡線解析ツー ル)を用いて、どの程度まで気象現象が影響しているの か解析を試みた.

#### 3. 解析の手法

迷鳥は発見地点に初めて飛来したものと仮定し,飛 来日時は発見日時からから最大 2 週間前まで遡ること とした.また鳥の飛翔高度は 1000m と仮定した.種や 状況により定量的に推定すべきだが,風に流されて迷 鳥となる場合,必ずしも通常の飛翔高度で渡っている とは限らないため,定量化は今後の課題である. HYSPLIT の結果からは以下の点を検討して飛来ルート を推定した.

・発見時期に応じて、繁殖地、越冬地、渡りルートのいずれからの飛来となっているか.

 ・若鳥等で、本来の渡りの目的地を超えた overshooting となっているか.

・その飛来ルートとなるべき、顕著な気象現象がその時 刻の天気図に認められるか.あるいは周辺で、降雨、降 雪、降雹等の激しい降水現象が観測されているか.

・解析された高度は妥当か.もし,海鳥以外での海面低 空の長時間の飛翔や,逆に 4000m を超えて,さらに高 度が高くなる場合は,その手前で解析を一旦中断し,飛 翔高度を1000mに戻して再度,後方解析を行った.

・何日も海上を渡るなど不自然な飛来ルートになって いないか.

・これまで知られていない定期的な渡りルートや繁殖 地、越冬地の可能性はないか. 飛来ルートが推定できた後は,解析の時間間隔を狭 め,最も可能性の高い渡来時刻を絞り込んだ.同時に, 後方解析時間を必要な期間まで延長し,その気流に乗 った必然性を加味しつつ,渡来元を解析した(図1).

適切な飛来ルートが見つからなかった場合でも,例 えば台風等のように天気図に顕著現象が認められる場 合は,その顕著現象の位置、時刻から前方解析を行い, 発見地点付近に向かう気流がないか解析した.

#### 4. 解析の結果

今回の解析では,84 例の約83%に当たる70 例が,何 らかの気象現象の影響を受けていると推定された.気 象要因のカテゴリーは,台風(9 例),低気圧(16 例), 寒冷前線(23 例),停滞前線(10 例),激しい降水現象 (降雨2 例、降雪9 例、降雹1 例)の大きく5 つに分

類できた. 寒冷前線後面の寒気による迷行が多く, 70 例 中 23 例と約 33%も占めるのは,元々,鳥が寒冷前線の 気流を渡りに利用しているためと考えられる[4].

#### 5. 今後の展望

このような解析により, 渡来元が分かれば, 正確な亜 種の判定や新たな越冬地や繁殖地の候補を見つけ出す ことに役立つであろう. また, ある地点に迷鳥が訪れる 気象条件が明らかにできれば, 迷鳥予報が可能となる. さらに温暖化等で, 今後どのような鳥が日本に進出し て来るかを予測し, 生態系や人間生活への影響を評価 できる可能性がある.



図1 HYSPLIT による解析例(ソデグロヅル) 参考文献

[1]編集委員会,2000,日本鳥類目録改訂6版,日本鳥学会 [2]編集委員会,2012,日本鳥類目録改訂7版,日本鳥学会 [3]先崎理之,2019,日本の渡り鳥観察ガイド,文一総合出版 [4]Paul Kerlinger,2008,How Birds Migrate,*Stackpole Books* 

#### Connection between Antarctic ozone and climate: interannual precipitation changes in South America

\*Damiani A. (Chiba University), Cordero R.R. (Santiago University), Boisier J.P. (Universidad de Chile), Irie H. (Chiba University), Watanabe S. (JAMSTEC)

#### 1. Introduction

During the last decades, the ozone hole contributed to the temperature decrease in the Antarctic lower stratosphere. Although ozone depletion occurs mostly in spring, the reduction in shortwave heating lasts long into the summer, accelerating the stratospheric zonal winds and causing negative geopotential height anomalies at high latitudes. Such changes propagate from the stratosphere to the troposphere, affecting winds, precipitation (P), pressure and temperature (Thompson et al., 2011). A relationship between surface climate and the Southern Annular Mode (SAM), the leading mode of variability of the Southern Hemisphere (SH), has been frequently reported. The ozone hole influences the trend of the SH climate through modulation of the SAM with ozone depletion being the main driver of its positive phase during the austral summer. Nevertheless, Antarctic ozone can also potentially affect the climate at an interannual timescale due to its significant interannual springtime variability. On the other hand, ozone anomalies can be considered a proxy for variability in polar vortex strength. In this study, we investigated the interannual connection between ozone and P exploring the possibility of using springtime Antarctic ozone as a predictor of summertime P. We focused on South America where we recently found that the observed negative trend in P was congruent with the SAM which was, in turn, associated with ozone holeinduced circulation changes (Boisier et al. 2018).

#### 2. Data

In order to estimate the evolution of the ozone hole since the 1960s, we exploited total ozone observations in November recorded at South Pole station (Antarctica). Changes in P were investigated with the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) Full Data Reanalysis V7 monthly precipitation dataset. We also used simulations forced with all external drivers from a coupled climate model with interactive atmospheric chemistry, ocean and sea ice (MIROC-ESM-CHEM, Watanabe et al., 2011) for 1960-2005 and future projections following the Representative Concentration Pathway (RCP) 4.5 for 2006-2050. Further simulations, covering the same periods, were forced with the same forcing values except for the ODS concentrations, which were kept at 1960 levels. Additional simulations were taken from CMIP5 'miscellaneous' family. The Marshall's SAM index was adopted for observations.

#### 3. Results

Significant correlation between November ozone and SAM anomalies, extending into the next summer, were particularly marked during the last decades (Fig. 1). Due to the relationship between SAM and P (Fig. 2), this suggests using springtime Antarctic ozone as a predictor of summertime P. Figure 3 shows composite differences (low-high ozone) for observed and simulated SAM and P in South America. Observed positive SAM differences are coupled with negative P extending to the next summer only when they are associated with strong ozone anomalies. Although this relation is evident in the simulations of both present and future climate, future changes are less significant in summer. Simulations with fixed ODS (not shown) confirm this behavior and point to a dynamical mechanism behind such correlation likely reinforced by a chemistry feedback. In conclusion, we suggest that including ozone variations in models could enhance seasonal predictions at specific locations.



Fig. 1. Anomalies in total ozone recorded at South Pole in November (left); 31 years running correlation between November ozone and SAM anomalies (right). The shaded lines indicate changes significant at 95% level.



Fig. 2. Correlation between SAM and precipitation anomalies in NDJ for observations (in 1960-2018; top) and MIROC simulations (in 1960-2005; bottom).



Fig. 3. Composite differences (low-high ozone) for observed (panels a,b) and simulated (panels c,d,e,f) SAM (top) and precipitation (bottom) in South America (blue box in Fig. 2) in function of the ozone change (Fig. 1).

#### References

Boisier, J.P., Alvarez-Garretón, C., Cordero, R.R., Damiani, A., et al., Elem Sci Anth, 6(1), 74, DOI:https://doi.org/10.1525/elementa.328, 2018.

## 北半球スケールの硫酸エアロゾルに対する 人為および火山起源排出量の影響評価

\*板橋秀一 (電力中央研究所)

#### 1. はじめに

化石燃料燃焼による二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)の排出量は, アジア域が約半分を占める[1].SO<sub>2</sub>から大気中で二次 生成する硫酸エアロゾル(SO<sub>4</sub><sup>2</sup>)は,微小粒子状物質 (PM<sub>2.5</sub>)の主要構成成分であり,過密するアジア域の 排出量の全球への影響が懸念されている.本研究では 北半球スケールに拡張された領域化学物質輸送モデル により,人為および火山起源排出量の影響を評価した.

#### 2. 手法

領域化学輸送モデルCMAQを北半球スケールに拡張 した H-CMAQ [2]を用いた.評価対象は 2010 年4月と した. 2009 年夏から 2010 年春にエルニーニョ現象が発 生し、この時には太平洋上での亜熱帯ジェット気流の 南偏によりアジアからの長距離輸送が起こりやすいと されているためである[3].前回大会においては、同時 期における対流圏オゾン (O<sub>3</sub>)の発生源寄与評価結果に ついて述べ、米国西部においては米国と東アジア由来 の排出量の O<sub>3</sub>への影響がほぼ同程度であることを示し た[4]. H-CMAQ への排出量データは HTAP 等に準じる が、米国環境保護庁による排出量データには火山起源 の SO<sub>2</sub> 排出量が含まれていない問題点があった[2].本 研究では Aura 衛星に搭載の OMI による SO<sub>2</sub>カラム量 から推定された火山排出量データ[5]を導入した.

#### 3. 結果と考察

図1に H-CMAQ による SO4<sup>2-</sup>の濃度分布の月平均値 と、本研究で導入した火山起源 SO2 排出量による増分 を示す.東アジア域などでは月平均値で 10 µg/m<sup>3</sup> を超 える高濃度が見られ,火山起源 SO<sub>2</sub> 排出量の導入によ って,火山が過密する環太平洋においては SO<sub>4</sub><sup>2</sup>濃度が 最大で 0.5µg/m<sup>3</sup>程度,大西洋においても広く 0.1µg/m<sup>3</sup> 以上の濃度増加が見られた.

#### 4. おわりに

火山起源 SO<sub>2</sub> 排出量の導入により,環太平洋域での SO<sub>4</sub><sup>2</sup>濃度の増加が示された.東アジアおよび米国由来 の人為起源排出量に対する SO<sub>4</sub><sup>2</sup>濃度への発生源寄与評 価を実施し,北半球スケールの SO<sub>4</sub><sup>2</sup>濃度に対する人為 および火山由来の排出量の定量的評価を進め,発表を 行う予定である.

#### 謝辞

本研究の遂行には米国環境保護庁の R. Mathur 博士, C. Hogrefe 博士, S. L. Napelenok 博士, ノースカロライナ 州立大学の Y. Zhang 教授に有益な助言を頂きました.

- [1] Janssens-Maenhout, G., et al., 2015, *Atmos. Chem. Phys.* 15, 11411-11432.
- [2] Mathur, R., et al., 2017, Atmos. Chem. Phys. 17, 12449-12474.
- [3] Lin, M., et al., 2015, Nature Comms., 6, 7105.
- [4] 板橋, 2019 年度春季大会講演予稿集, p114
- [5] Carn, S.A., et al., 2017, Sci. Rep., 7: 44095.



図1 2010年4月平均の(左)硫酸エアロゾルの濃度分布,(右)火山起源 SO2 排出量の導入による増分.

## 年による気候の違いが急性循環器疾患の増減に与える影響 \*大橋唯太,新治直之(岡山理科大学生物地球学部)

#### 1. はじめに

気象や気候の急激な変化は人の健康被害を増加させ ており、社会問題となっている。体に備わる自律神経 機能が関与する血液循環の不調は夏に熱中症を惹起す るが、急性的に発症する心疾患や脳血管疾患も自律神 経の不安定化がしばしばトリガーとなる。日本では、 これら疾患を死因とする年間死亡者数は、悪性新生物 (癌)に次いで多い。循環器疾患の発症と気象・気候 の関係についての研究はこれまでいくつか存在するが

(山中・中村,1996;徐・稲葉,2003;Hori et al., 2012), 本研究では最近10年の新しい統計データを用い,特に 政令指定都市に注目した解析を試みた。暑夏年や寒冬 年など年ごとの気候差の影響を,特に新知見として明 らかにした。これは将来予想される気候シフトと生活 様式の対策を考えるうえで,重要な研究と位置づける。

#### 2. 解析方法

本研究では疾患の基礎データとして,政府統計ポー タルサイトe-Stat で公開されている死因別の5歳階級 別死亡票を用いた。これは厚生労働省の人口動態調査 /人口動態統計の月別・死因別死亡数であり,本研究 では死因のうち気象や気候と関連する可能性が示唆さ れる以下の疾患分類を解析対象とした:心疾患4種(急 性心筋梗塞,急性心筋梗塞を除く虚血性心疾患,不整 脈および伝導障害,心不全),脳血管疾患3種(くも膜 下出血,脳内出血,脳梗塞)。

一方の気象データには、気象庁 WEB サイトが公開す る気象官署の気温を用いたが、前述の死亡数データに 対応させて月平均値を分析に用いた。

本研究の解析期間は2010年から2017年までの8年間とし、関ロ(1959)の気候区分を参考に9つの政令 指定都市を対象とした:札幌市,仙台市,新潟市,名 古屋市,横浜市,京都市,大阪市,広島市,福岡市。

都市による人口や年齢構成の違いや経年変化の影響 をなくすため、年齢調整を施した人口10万人あたりの 疾患死亡数(年齢調整死亡率)を各都市で算出した。

#### 3. 結果と考察

2010~2017年の冬季1月と夏季8月における急性心 筋梗塞の死亡率と月平均気温の関係を,1月は新潟市と 京都市,8月は札幌市と大阪市を例に示す(図1)。冬季(図1a)の場合,京都市は1月平均気温の低かった 年ほど急性心筋梗塞の死亡率が上昇している特徴がわ かる。類似する傾向は,太平洋側や西日本の都市でみ られた。夏季(図1b)の場合,大阪市で8月平均気温 が高い年ほど急性心筋梗塞の死亡率も高い傾向がみら れた。札幌市でもやや正の相関がみられており,解析 した9都市でいずれも同様の傾向が現れた。

暖冬年に対する厳冬年の死亡リスク比(図2a)は太 平洋側と西日本の都市で高く,例えば名古屋市は急性 心筋梗塞1.9倍,不整脈および伝導障害2.1倍,脳梗 塞1.8倍となった。一方で冷夏年に対する猛暑年の死 亡リスク比(図2b)は,札幌市以外の都市で死亡リス クが高く現れ,最も顕著であった新潟市は心筋梗塞2.9 倍,虚血性心疾患2.0倍,不整脈2.1倍となった。

本研究の解析から、気温の絶対値でみた高温または 低温というよりも、その地域にとって例年よりも高温 や低温の年となることが、各種疾患死亡率が上昇する ことにつながるといえる。



図1 2010~2017年の心筋梗塞の年齢調整死亡率と(a)1月・(b)8 月平均気温の関係。1月は新潟市と京都市,8月は札幌市と大阪市。



図2 2010~2017年に(a)1月平均気温が最も低かった厳冬年と(b) 8月平均気温が最も高かった猛暑年における各種疾患死亡リスク比。1 月気温が最も高かった暖冬年と,8月気温が最も低かった冷夏年を基 準とした比で,死亡率と気温の相関係数が0.4以上の場合のみ図示。

## 熱中症による日々の救急搬送率と気象要素との関係

\*藤部文昭・松本 淳 (首都大・都市環境), 鈴木秀人 (東京都監察医務院)

#### 1. はじめに

日々の熱中症死亡率は高温日ほど高く,かつ,当日 の気温が同じなら夏季の平均気温が低い(夏が涼しい) 地域ほど高い傾向がある<sup>[1]</sup>.また,当日の気温が同じな ら,熱中症死亡率は前日~1週間程度前の気温と正相 関を持つ一方,十数日前の気温とは負相関がある.この ことは,短期的には暑熱負荷の蓄積が死亡率の増加を もたらし,長期的には暑熱馴化による死亡率の軽減効 果が現れることを示唆する.本研究では救急搬送率に ついて同様の解析を行い,熱中症の発症に及ぼす気象 条件の影響を調べた.

#### 2. 資料

総務省消防庁のホームページ (http://www.fdma.go.jp/ neuter/topics/fieldList9\_2.html) に掲載された 2010~2018 年の都道府県別・日別の救急搬送数を使った. 比較の ため, 2010~2016 年の人口動態統計による死亡数を調 べた. 気象データとしてはアメダスによる気温等を使 い,各都道府県の代表気温を求めた.

#### 3. 結果

人口当たりの搬送数 (以下「搬送率」) は、日最高 気温 ( $T_{max}$ ) とともに上昇する.しかし、その値は $T_{max}$ が同じでも府県によって異なり、夏の平均気温が低い (すなわち、夏が涼しい) 都道府県で高い (図 1).これ は死亡率と基本的に同じ特徴である.特に、重篤例の

×10<sup>-5</sup> 32 1 搬送率 (1日当たり) 0.5 0.3 0.1 0.05 青森県 0.03 茨城県 0.01 大阪府 .005 26 32 36 22 24 28 30 34 T<sub>max</sub> (°C)

図1 熱中症による救急搬送率と日最高気 温 T<sub>max</sub>の関係.搬送率は1日当たりの値.

搬送率は夏季平均気温への依存性が強い (図は省略).

次に、当日の気温に基づく計算値と実況値を比べる 方法<sup>[1]</sup>により、当日気温以外の要素の影響を調べた. 前日~数日前の気温が高いほど高齢者の搬送率は高 い.これも死亡率と同様の特徴であるが、前日~数日 前の気温に対する依存性は死亡率ほど強くなく、小児 や少年の搬送率は前日気温にはほとんど依らない (図は省略).一方、各年齢層とも10日以上前の気温が 高いほど搬送率は低く、馴化の効果が示唆される.

図2は、同様の方法で日最小湿度と日照率の影響を 調べた結果を示す.気温として $T_{max}$ を使った場合と、 日平均気温 $(T_{ave})$ を使った場合とで結果が異なり、  $T_{max}$ を使えば(すなわち、当日の $T_{max}$ が同じなら)高 湿日に、 $T_{ave}$ が同じなら低湿日に搬送率が高い.後者は、 日平均気温が同じなら低湿日のほうが昼間の気温が 高く、日射が強いことによると考えられる.また、 $T_{max}$ が同じなら搬送率は日照率にあまり依存しないが、 $T_{ave}$ が同じなら多照日に搬送率が高い.

謝辞:本研究は首都大学東京と東京都監察医務院の共同研究 「気候モデルによる熱中症と低温死発現リスクの将来予測」, 首都大学東京傾斜的研究費(全学分)学長採択枠研究費「2020 年東京オリンピック・パラリンピックに向けた都市気候研究」, および科研費「熱中症による死亡をもたらす気象条件とその 発現要因の解明」(課題番号 17K00523)の成果の一部である. 人口動態統計の個票データは厚生労働省から提供を受けた.

参考文献 [1] Fujibe et al., SOLA, 14 (2018), 144-147.



図2 搬送率と日最小湿度(左),および日照率(右)との関係. 搬送率は当日の気温に基づく計算値と実況値の比を表し,日最小湿度は6~9月の平均値からの偏差を表す. 気温として T<sub>max</sub>を使った場合と T<sub>ave</sub>を使った場合の結果を併記する. 縦棒は95%信頼区間.

## 帝国日本における気象観測ネットワークの構築

-中央気象台1-

山本晴彦(山口大学)

#### 1. 中央気象台の創始

明治8(1875)年5月、東京溜池葵町三番地の内務 省地理寮量地課構内に気象観測器が設置され、6月1 日からジョイネルによりわが国の気象事業が開始され た。その後、測量課は観測課へと改称され、地方測候 所の設置、気象観測電報の発信・天気図の作製・暴風 警報の発令(明治16.2.16・3.1・5.26)が開始され、 明治20年1月に東京気象台は中央気象台に改称される。

#### 2. 台湾総督府測候所の創設

明治27 (1894) 年7月、日清戦争の指揮のため大本 営を広島城内に設置し、9月には全国の測候所での観測 成績を広島測候所に送り、天気図を作製して大本営に 提出している。翌同28年4月には旅順口の大総督府へ 気象電報の送信が開始されている。艦隊は広島宇品港 を出航して遼東半島、さらには台湾にも出兵し、台湾 北東部、澎湖島に上陸し、占領している。日清戦争に 勝利した日本には、台湾・澎湖島の領有が承認され、 明治29 (1896) 年8月に台湾総督府民政局内に台北測 候所(所長:中央気象台技手の近藤久次郎)を仮設し て気象観測を開始し、翌年12月には南門街に新庁舎が 竣工して観測が続けられている。その後、恒春・澎湖 島(11月)、台中(12月)、台南(同30年1月)、台東 (同34年1月)へと測候所が開設されていく。

#### 3. 海外への気象業務の視察

明治30年3月、技師の中村精男が朝鮮の気象事業を 視察し、気象電報の交換を協議している。同年12月に は技師の和田雄治を上海の徐家匯、厦門、香港等に派 遣し、気象事業の視察、気象電報の交換を協議してい る。翌同31年8月には、技師の正戸豹之助が韓国の元 山、露国のウラジオストックに派遣し、気象業務を視 察している。さらに、和田雄治は同年10月に清国の北 京、芝罘、天津、韓国の仁川、釜山等に派遣され、気 象事業の視察、気象電報の交換を協議している。この 外、台北の近藤所長は、明治35年に香港観象台、福州 (大北電信川石嶋観測所)、上海徐家匯気象台を視察し ており、先進的な気象業務や観測機器を調査している。

#### 4. 朝鮮・関東州・樺太への臨時観測所の創設

日露戦争における軍事ならびに航路保護の目的で、

明治37(1904)年に釜山、木浦、仁川、龍巌浦、元山 に臨時観測所(第一〜第五、技手15人)が開設され、中 央気象台(文部省所管)の予報課長兼臨時観測課長で あった和田雄治技師自らが渡韓して仁川の臨時観測所 の所長に就任した。また、関東州の青泥窪(大連)に 第六臨時観測所、旅順に同出張所、営口に第七臨時観 測所、満洲の奉天に第八臨時観測所が開設された。

明治38年10月、樺太のコルサコフ(九春古丹)に 第十臨時観測所が開設され、木浦や仁川の観測業務に 当たっていた野田為太郎が所長として派遣された。

#### 5. 清国の日本領事館への臨時観測員の派遣

明治37年9月から翌同38年1月にかけて、中央気 象台は清国の芝罘(現在の煙台)、天津、杭州、南京、 漢口(現在の武漢)、沙市の領事館に臨時観測員を派遣 (日本領事館付)して、出張所を開設した。

#### 6. おわりに

このように、日清戦争により明治29年には台湾、日 露戦争により明治37年に朝鮮、関東州、満洲、明治 38年には樺太へと、戦争により拡大した領土に中央気 象台から職員が派遣され、測候施設を仮設、さらには 新築して気象観測を開始し、中央気象台を中枢機関と する気象観測ネットワークが構築されていく。



図1 外地に展開された中央気象台の気象観測網

## 地球平均温度低下を狙った人工気象モデルの検討 (A Study on Artificial Weather Model)

#### 村上 英世(いいエコ研究所、E-mail:muroku@oregano.ocn.ne.jp)

#### 1. はじめに

近年、地球平均温度は 0.85℃上昇しており、将 来において温室効果ガスの大気中累積量の増大によ って更に温度上昇が生起し、かつ上昇温度は現在の 技術では不可逆で、数世紀間の継続が想定されてい る。結果的に、重大な異常気象災害は長期間継続し て発生することになる。

地球は、宇宙とのエネルギー収支が零である熱平衡状 態にある。即ち、地球は宇宙へのエネルギー放出メカニズム を有しており、このメカニズムは、気象現象により実現 している。地球温暖化は、そのメカニズムが変化したこ とによるエネルギー放出量の減少に起因している。

本文では、「人工気象現象によって宇宙へエネルギーを 放出するメカニズムを補強し、地球の平均温度を低下さ せる」モデル等について既に検討[1] [2]されている が、その基本的な考え方を明らかにする。

#### 人工気象現象の原理 2.

#### (1)人工気象現象のモデル化

気象メカニズムを検討する際に対象とする気象現象 (:W(n))は、その地域(:p)のその時点(:n)の気象条 件(:C(p, n))に起因して発生していると仮定する。 ここで述べている気象現象とは陸海空の現象であ り、天気(雨、雪、風、雲、波)、温度、湿度、気圧 等であり、気象条件とは、位置、大気組成、地形、 海流、気流、太陽、過去の気象現象等である。

人工気象現象を運用する際に、重要な気象現象の 生起モデルがある。1例として生起モデルを図1に示 す。気象現象 W(n+1)は、時間・位置に依存した気 象条件に基づいて、₩(n)から変化する。図1に示す モデルは、気象条件によってW(n)から2つの異なる W(n+1)に分かれる場合を示している。留意点は、

「2つの気象条件の差異が、大きい場合と小さな場 合があり、差異を考慮した運用」が重要です。

例えば、地球温暖化はモデルの例で、(Condition A: 大気中に CO<sub>2</sub>の蓄積量の増加)の下で、「Phenomenon A= W(n+1): 増加した地球平均温度」と、記述でき る。Phenomenon B は温暖化してない平均温度です。

#### (2)降雨モデルと分析

モデルの具体例で、気象現象 :「降雨現象」を、複 数の気象現象を接続した自然現象として、図2のよ うに表せる。「降雨現象」は、{海水→水蒸気→対流 →雲(水)→降雨}と、一連の気象現象で示される。 但し、全ての海水が水蒸気になることはないし、全 ての水蒸気が対流で上昇することはない。しかし、 対流で上昇した水蒸気は、長時間経つとほぼ全て雲 になり、降雨となることが期待できる。つまり、一 旦水蒸気を対流によって上昇すれば、ほぼ全て雲に なり、雨となることが期待できる。なお、雨になら ない雲は降雨量の誤差になるが、今後の実験で確認 し、その分を増量すればよい。

「降雨現象」は、宇宙へのエネルギー放出メカニズムの1

種であり、降雨 1kg で、水蒸気から水に変化する際 に放出する潜熱を介して約 315Wh の熱エネルギーを宇宙 に放出する。つまり、降雨 1kg を増加すれば、宇宙 に放出する熱エネルギーを約 315Wh 増加できることに示 している。

そこで、海上の1kgの水蒸気を含む大気を人工的 に 3.6℃加熱して対流圏に上昇させて、降雨を 1kg 増加させるとする。このために、1kgの水蒸気を含 む大気を 3.6℃加熱するに必要なエネルギーは約 33Wh である。(但し、大気の温度、湿度は其 35℃、 30g/kg、水蒸気潜熱: 630Wh/kg, 空気比熱容量は 0.28W kg<sup>-1</sup> k<sup>-1</sup>とする。)

従って、宇宙に放出する熱エネルギーを約 315Wh 増加 するためには、約 33Wh のエネルギーを使用して、1kg の水蒸気を含む大気(33kg)を3.6℃加熱し、対流圏 に上昇させれば、実現できる。

「降雨現象の一部」を図1のようにモデル化すれ ば、Condition A を自然条件で、Condition B を(水 蒸気を含む大気の加熱)とすれば、Condition B に おける W(n+1)では(宇宙に放出する熱エネルギーを約 315Wh 増加した現象)となる。

#### 3. 考察と結論

加熱エネルギー 33Wh を用いて、約 10 倍の 315Wh の熱 エネルギーを宇宙に放出して、地球を冷却できることを 示している。降雨現象を支援する場合には、宇宙へ のエネルギー放出比は約10倍であるが、今後は、より 効果的な他の気象現象を人工的に生起・支援するこ とで、100倍、1000倍の熱エネルギーを放出できる人工 気象現象の研究、実験を進める。

#### 参考文献:

[1]" A Global Cooling System by means of Artificial Convection", AMOS-ICSHMO 2018, Ref # 853

[2] "Global Cooling System installed on the beach by means of Artificial Convection and Artificial Rain", JPGU, 2019, AAS05-P02



#### 図 1 気象現象 W(n+1)の変化モデル



降雨の気象現象

## 降雪事例の発生頻度に関する簡易推定法について(2)

\*松下拓樹, 高橋 渉, 高橋丞二 (土木研・寒地土研)

Matsushita H., Takahashi W., and Takahashi J. (CERI, PWRI)

#### 1. はじめに

災害に関わる現象の規模や発生頻度を把握すること は、防災や減災の対策を計画するにあたり重要である. 簡便に現象の発生頻度を推定する手法として、ある閾 値以上の自然現象の規模と発生頻度が、指数分布やべ き乗の関係で近似できることが知られている.著者ら は、この手法を応用して降雪事例の発生頻度を簡易に 評価する手法を提案した[1][2].本稿では、この手法が 全国の積雪地域に対して適用可能か検討を行った.

#### 2. 降雪事例について

対象とする降雪事例は、日本の積雪地域における 270 の気象庁観測地点で抽出した事例である.これらの事 例は、積雪深の1時間間隔の観測データから"ひと降 り"の降雪深 S を算出し、降雪深 S が 30cm 以上となっ た事例である[1][2].降雪事例の抽出を行った期間は、 積雪深の1時間間隔の観測開始以降の期間で、観測地 点により異なるが16冬季(年)~35冬季(年)である.

#### 3. 方法

各観測地点の降雪事例について,降雪深Sの5cm ご との事例数を求め,降雪深Sの大きい階級から事例数 を累積した値を求めた.この累積値を観測年数で除し た値を,ここでは発生頻度 $F(S \le)$ (数/年)とする[1][2].

次に,降雪事例の発生頻度を推定する式を得るため, 発生頻度の常用対数  $\log F(S \le)$ と降雪深 S に対して回帰 分析を行った.ただし,降雪事例数が 10 未満または降 雪深 S の 5cm ごとの階級数が 3 以下となった地点は, 回帰式を得るための十分なデータがないと判断して解 析から除外し,残る 237 の観測地点を対象とした.





#### 4. 結果

図1に、例として朱鞠内(北海道)と関山(新潟県)の 降雪深Sと発生頻度F(S≤)の関係を示す.降雪深Sと発 生頻度の対数logF(S≤)の間に、統計的に有意な関係(有 意水準1%)があり、図中に示す回帰式が得られた.

図 2 は、各地点の回帰式から求めた発生頻度の推定 値と観測値を比較した結果である.降雪深 S が 30cm 以 上となる発生頻度(図 2a)では、ややばらつきがあるも のの概ね等値線上に分布している.一方、降雪深 S が 70cm 以上(図 2b)の発生頻度では、極めて両者の対応が よい.図 3 に、発生頻度の推定値と観測値の決定係数  $r^2 と二乗平均平方根誤差 RMSE を降雪深 S ごとに示す.$  $特に降雪深 S が 40cm から 100cm の範囲で <math>r^2 \ge 0.9$ , RMSE  $\le 0.5$  となる.以上より、本手法により全国の積 雪地域の降雪事例の発生頻度が、高い精度で推定でき るといえる.解析上の留意点は、松下ほか[2]を参照.



図2 発生頻度 F(S≤)の観測値と回帰式による推定値の 比較. n<sub>p</sub> は地点数, RMSE は二乗平均平方根誤差, 太破線は推定値が分布する 95%信頼区間.



図3 降雪深 S ごとの発生頻度 F(S≤)の観測値と回帰式 による推定値の決定係数 r<sup>2</sup>および RMSE.

参考文献

[1] 松下ほか, 2018, 秋季大会講演予稿集, 114, 204.

[2] 松下ほか, 2019, 寒地土木研究所月報, 792, 2-10.

内モンゴルにおけるリモートセンシングに基づく旱魃評価

\*王露莎,小谷亜由美(名古屋大学大学院生命農学研究科)

#### 1. はじめに

干ばつはすべての気候条件で発生するイベントであ り、生活環境や社会経済に大きい影響を与える[1].中 国の内モンゴル自治区は、中国の北部に位置している 少数民族地区で、林地、草地、砂漠を含む多様な生態シ ステムを呈し、自然環境の状態が重要であるため、効果 的な干ばつモニタリング・水資源の管理が必要となる.

干ばつモニタリング指標の一つとして,衛星リモー トセンシングデータの MOD 16 ET プロダクト[2]と MODIS NDVI プロダクト[3]を統合した,Drought Severity Index-DSI が提案されている[4].降水量と土壌 水分はよく干ばつの指標として用いられるが,DSI の モデルでは,降水量と土壌水分は含まれていない.そこ で本研究では,これらの指標間の関係から,内モンゴル における 2001-2010 年の生長季 5-9 月の干ばつの空間 変動特性を明らかにすることを目的とする.

#### 2. データと方法

MOD16ET&PET プロダクト (蒸発散量と可能蒸発散 量)の月値データ (空間解像度 1km), MOD13A3 monthly NDVI プロダクト (空間解像度 1km)を用いて, 各ピク セルの DSI を月単位で算出した.

土壌水分と降水量は、全球陸面データ同化システム GLDAS (Global Land Data Assimilation System)の Noah 陸 面モデルによる土壌水分のレイヤー1(0-10cm) データ [5] (空間解像度 1°) と、中国気象データ共有サービス システム (China Meteorological Data Sharing Service System)により、気象観測地点の観測データから計算さ れたグリード月降水量データで (空間解像度 0.5°) を用 いた. すべてのグリッドデータは月単位で空間解像度 1°に変換して、以下の解析を行った.

はじめに,各月に対して、各ピクセルの降水量と土壌 水分の年々変動の偏差を求める.そして月ごとに各年 の DSI と土壌水分偏差,前月および当月降水量偏差と の相関係数を算出する.土壌水分への降水量の影響を 評価するために,前月・当月降水量と土壌水分について 重回帰分析を行う.

#### 3. 結果·考察

DSI と土壌水分, DSI と当月降水量の間の相関は5月 に最大となり, その後徐々に低下して,9月に少し増加 する(図1). 生長季初期の5月に DSI と土壌水分偏差 は10年間すべての年の相関係数が有意水準5%に達し, 10年間の前半に,相関係数が大きい(図2).DSIと降 水量偏差では、当月降水量とDSIの相関係数が大きく, 年変動の傾向は土壌水分と似ている.当月の降水量偏 差は、2008年を除いたすべての年で相関係数が有意水 準5%に達する.5月にDSIの空間変動は降水量分布の 影響を受けた土壌水分の空間変動を反映している.一 方で、生長の最盛期(7-8月)には、植生分布の違いが DSIに大きな影響を及ぼす.したがって、DSIは、土壌 水分と降水量を指標とする春干ばつに最もよく対応す る干ばつ指標である.



図1 DSI と土壌水分偏差、前月・当月降水量偏差 との相関係数(2001-2010 年平均)



図2 5月のDSIと土壌水分偏差、前月・当月降水量 偏差との相関係数の年々変化(凡例は図1と同じ)

#### 4. 参考文献

[1] Wilhite, D.A., 2005, CRC Press, Boca Raton.

[2] Mu, Q., et al., 2007, *Remote Sens. Environ.*, **111**, 519-536.

[3] Huete, A., et al., 2002, *Remote Sens. Environ.*, **83**, 195-213.

[4] Mu, Q., et al., 2013, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **94**, 83-98.

[5] Rodell, M., et al., 2004, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 381-394.

## 流域単位の降雨予測による洪水予報精度向上と リードタイム確保の可能性

\*阿部紫織 (三井共同建設コンサルタント(株)), 中村要介 (土木研究所 ICHARM), 浅野裕樹 (筑波大・院), 日下博幸(筑波大・計算科学研究センター)

#### 1. はじめに

近年、局地的大雨や集中豪雨による災害が毎年のよ うに日本各地で発生しており、その被害は甚大なもの になっている.本研究で対象とした平成29年7月九州 北部豪雨では、九州北部を中心として河川の氾濫、浸 水害、土砂災害等が発生し、甚大な人的・物的被害が 発生した. このような状況から, 河川の洪水予測を精 度良く行うことは洪水による人的被害を防止・軽減す る観点から重要である.近年では局地的大雨の影響に より、短時間での急な増水による被害が発生している ことから、できるだけ早いタイミングでの氾濫発生の 予測を行うことは、避難のリードタイム確保のため必 要とされている.洪水予測の精度は入力データとなる 降雨予測の精度に強く依存するため、流域単位での降 水量を精度良く予測することは、洪水予測の精度向上 につながると考えられる.既存の予測プロダクトを洪 水予測に使用する可能性もあるが、気象庁 LFM を除け ばこれらの水平解像度は約30km~5kmと、中小河川の 水位予測を行うには粗い.

#### 2. 目的

以上を踏まえ、本研究では、平成29年7月九州北部 豪雨時の筑後川水系花月川流域(流域面積:136.1km<sup>2</sup>) を対象として、気象モデルを用いて1km 解像度にダウ ンスケーリングした気象予測実験を行い、洪水予測に 資する流域単位の気象予測による洪水予報精度向上と それによるリードタイム確保の可能性について検討を 行うことを目的とする.

#### 3. 検討概要

本研究では、まず、領域気象モデル WRF を用いて平 成 29 年 7 月九州北部豪雨の気象予測実験を行った.こ こで、境界条件として、NCEP の GFS、気象庁の GSM、 MSM の 3 種類の予測プロダクトを用い、それぞれ水平 格子間隔 1km の領域までネスティングを行った.予測 の初期値を 7 月 4 日 21 時、7 月 5 日 3 時、7 月 5 日 9 時の 3 パターンとし、それぞれ 48 時間(但し、MSM は 39 時間)先までの予測実験を行った.これらの 3 プロダ クト×3 初期時刻=9 種類の気象予測実験結果から,時間毎の地上降雨量を抽出し,水文モデルに与えることで水位の予測計算を行った.ここで,水文モデルには河道流量から洪水氾濫までを流域スケールで一体的に解析できる降雨流出氾濫モデル(RRIモデル)を使用した.

#### 4. 結果

まず, RRI モデルの再現性を確認するために気象庁 解析雨量を用いた再現計算を行った.その結果, 誤差 指標である Nash 係数は 0.97 となり, 非常に精度よく再 現できていることが示された.次に計9パターンの予 測実験結果より, MSM や GSM では実績のピーク水位 の 15 時間程度前, GFS でも9時間程度前から水防団待 機水位~氾濫注意水位の超過が予測できていた(図 1). 実際は氾濫危険水位を超過しているため,予測は過小 評価であるが, 避難等に対する警戒へのシグナルとな る可能性があり,少なくとも9時間前からそのシグナ ルが捉えられていたら, 避難に対するリードタイムと しては十分確保できる可能性があると考えられる.

#### 5. まとめ

本研究では、線状降水帯による流域内での降雨域の 停滞が予測できていなかった.これにより、河道への 流出ボリュームが不足し、実際の河道水位より過小評 価であったが、避難のための基準水位超過のシグナル を捉えることはできた.今後、流域単位の気象予測の 精度を更に向上させるため、観測値とのデータ同化や、 アンサンブル予測等の検討を進めていく.



## 過去の気候変動が世界の作物生産変動に与えた影響 \* 吉田龍平(福島大・理工) 飯泉仁之直(農研機構)

#### 1. はじめに

これまでの世界各地の作物生産変動に対して気候の 影響を見積もる動きが高まっている[1].作物生育は気 象の変化に敏感で,過去発生した豊作や不作は気温や 降水量の変化に対応する.こうした地上気象および収 量の変化は温暖化の進行が原因だろうか.気候は内部 変動でも変わるため,必ずしも温暖化が生産変動の要 因とならない可能性がある.過去観測された収量変動 の要因を明らかにすることで,今後の生産安定性の見 通しに貢献できると期待される.本研究は,温暖化が 主要作物の収量変動に与えてきた影響を明らかにする.

#### 2. 使用データ

バイアス補正済み d4PDF で駆動された作物生育モデ ル CYGMA の計算結果[2]を用いた.期間は 1971-2009 の 39 年間で,アンサンブル数は 100 である.作物はト ウモロコシ (MZ), コメ (RI), コムギ (WH),ダイズ

(SB)で,生産量が世界10位までの国を対象とした. まず作物4種・10ヶ国のうち,CYGMAモデルが豊 凶の発生を予測できているもの(ROC スコアが0.59以 上)を抽出した.ついで,温暖化実験(ALL)と非温 暖化実験(NAT)を比較し,収量変動に対する温暖化 の影響を評価した.なお,豊凶は収量の絶対値ではな く,トレンドからの偏差の符号で判定した.

#### 3. 結果と考察

豊作の発生に対する CYGMA モデルの再現性を表1 に示す. ROC スコアは概ね 0.5 から 0.7 の範囲に収まっ ており,4 作物ではコムギが比較的高く,ダイズは中国 (CHN)を除いてやや低い値であった. ROC スコアが 0.59 以上のパターンは6つで(表1の太字),これらの 作物・国に対して温暖化の影響を解析した.

インドのダイズは不作時に ALL 実験と NAT 実験の 差が縮小するケースが多く現れた(図1a).気温や降 水量の差も縮小しており(図1b,c),収量の低下は必ず しも温暖化に起因するものではないと考えられる.一 方で豊作時には差が拡大し,ALL 実験の気温は高く, 降水量は少なかった.これは温暖化による低温の緩和 が収量を維持・増加させたケース(ALL>NAT),ある いは温暖化がなければより増収したケース(ALL < NAT)が反映されている.降水量はもともと十分な量があり、低下しても収量に影響を与えるほどの変化ではないと考えられる.この傾向はタイやフィリピンのコメでも見られたが、国・作物の残り3つの組み合わせ(中国・トウモロコシなど)では見られなかった.オーストラリアのコムギは豊凶いずれもALL実験とNAT実験の差はなく、不作時には降水量が少ないものの収量への影響は顕著ではなかった(図1d-f).そのため、過去の収量変動に対する温暖化の影響は小さいと考えられる.

豊凶に対する温暖化影響の現れ方は地域や作物で異なることが明らかになった.今後,作物差・地域差を 規定している要因について気象条件だけではなく栽培 管理も含んで包括的に解析することが必要である.

表1 「豊作の発生」に対する CYGMA モデルの ROC スコア. 対象 10 ヶ国で値の大きい上位 3 ヶ国を示す.

MZ		RI		WH		SB	
CHN	0.70	THA	0.59	CHN	0.71	IND	0.64
MEX	0.53	PHL	0.59	AUS	0.67	PRY	0.57
BRA	0.53	JPN	0.57	PAK	0.56	CHN	0.56



 (a) 収量差 (ALL-NAT, トレンド成分で規格化),
 (b) 生育期間の平均気温の差 (ALL-NAT), (c) 同降 水量の比. 灰色が豊作時, 黒が不作時を表す. (d-f) (a-c)
 と同様, ただしオーストラリアのコムギに対する分布.

#### 参考文献

[1] Ray D. K., et al., 2017, Nat. Commun., 6, 5989.

[2] Iizumi T., et al. 2018, Int. J. Climatol., 1-13.

## 数値実験によるため池の気象緩和効果の定量的評価

○春木 優杏・奥 勇一郎 兵庫県立大学大学院 環境人間学研究科

#### 1. はじめに

兵庫県南部は全国でも有数のため池が存在して いる地域である。特に、印南野台地では周辺地域か らの灌漑用水の引水が困難であることからため池 が集中している。

近年、環境的機能として、ため池の気象緩和効果 が注目を集めている。ため池の有する気象緩和効果 とは、水面の風下地域の気温を夏(日中)は下げ, 冬(夜間)は上げる効果、すなわち高温・低温抑制 作用をいう。能登と瀬川(2005)や吉見ら(2013)など の実地調査によって評価されてきたが、一つのため 池を対象とした調査が多く、これまで複数のため池 が存在する地域全体の気象緩和効果は評価されて いない。

本研究ではため池が集中している印南野台地に 着目し、夏季・冬季のため池の持つ気象緩和効果に ついて評価することを目的とした。

#### 2. 数値実験と使用データ

領域気象モデルはWRF-ARW Ver3.7.1を使用した。 夏季の計算期間は総観規模擾乱等による降水がな く晴天が続いた 2010 年 8 月 1 日 00JST から 8 日 00JST までとした。冬季は 2012 年 1 月 2 日 00JST か ら9日 JST までとした。ため池をモデル内で解像す るために、水平解像度 1km の領域 1 の中に同 0.2km の領域2を設定し(図1、図2)、初期値・境界値に は気象庁メソ客観解析データ(MSM)を使用した。現 在の土地利用区分を下部境界条件として再現実験 (CTRL)を行い、観測データと比較して数値計算の妥 当性を検証した。また印南野台地の全てのため池の 土地利用区分を耕作地および市街地とした感度実 験(それぞれ CRP・URB)を実施し、CTRL と比較して 気象緩和効果を評価した。気象緩和効果を評価する ために、本研究では CTRL と CRP もしくは URB の気 温差△Tの日中(7時から19時までと定義)の積分値 の1日平均(<u>Σ</u>ΔT)を気象緩和効果量(式1)と定義 した。nは日数、tは時間を表す。

$$\overline{\sum \Delta T} = \frac{1}{n} \int_{t=7}^{t=19} (T - T_{\text{CTRL}}) dt$$
(1)

#### 3. 実験結果

印南野台地において最も面積の大きいため池で ある加古大池の風下の格子点における気象緩和効 果量は URB と CTRL を比較した場合 3.3℃・h/day と なった。4 格子以上で再現されているため池の大き さと気象緩和効果量の関係を図 3 に示す。図 3 よ り、ため池の気象緩和効果量はため池の大きさに応 じて大きくなることがわかった。

加えて、ため池からの距離に応じて気象緩和効果 が漸減していることや、気象緩和効果が得られる範 囲が、朝の時間帯と比べて日中の時間帯では広くな ることが分かった。

#### 謝辞

MSM データは京都大学生存圏研究所が運営する生存圏データベースによって収集・配布されたものです。



図 1: WRF の計算領域



図 2: 領域 2 での陸域・水域の空間分布 (黒が陸域、白が水域)、白い実線は土地利用区分 を改変した領域(印南野台地)を示す



## 粒子法を用いた雨量計捕捉率に関する研究

渡口 椋

#### 1 はじめに

雨量計による観測は降水観測の基本であり,レー ダーなどの間接測定の校正にも用いられる.しか し雨量計で測定した降水量にはさまざまな系統誤 差が含まれ,最大の誤差である風による誤差は雨で 2-5%,雪で10-50%にもなる(Sevruk,1985).この 誤差は風速の他にも雨粒の粒径に依存するため,同 じ降水強度でも降水の種類によって捕捉率が異なる (WMO,1984)が,野外観測では十分なデータが得 ることが難しく補足率を正しく推定できなかった. そこで先行研究(Nešpor and Sevruk,1999)では雨 に対して降水の種類を考慮に入れた捕捉率を差分ス キームとして格子法を用いた数値計算によって推定 している.

これに対し本研究では,新しく粒子法を用いて風 の場を数値計算することで雨に対する雨量計の捕捉 率を推定するための知見を得ることを目的とする.

#### 2 計算手法

捕捉率の計算を行う際には雨粒の風に対する影響 を無視できると仮定して風の流れの場の計算と雨粒 の軌跡の計算を分離する.

風の流れの場はナビエ・ストークス方程式と圧力 伝播式を基礎方程式とし、これを粒子法の一つであ る EMPS 法で解く. EMPS 法は流体を仮想の粒子 の集まりとして表して Lagrange 的に計算するもの で、境界条件の与え方が簡単等のメリットがある.

風の流れの場から雨量計の捕捉率を計算する方法 は先行研究の方法に従う.この方法では,風の流れ の場を用いて一定の高さから落とした雨粒の軌跡を 計算し,続いて,雨量計の中に入った雨粒の数を集 計することで,粒径と風速に対する捕捉率の関係を 求め,誤差をガンマ型関数として近似的に求める.

今回は数値計算を効率的に行うために画像処理専 用の演算装置である GPU を用いて並列化した.

#### 3 実験設定



図1 3次元における領域の設定.各パラメータ は実験ごとに異なる. 本研究では一様流中の雨量計周りの風の流れの場 を計算する.そのために,まず2次元領域での予備 実験を行い,続いて3次元領域(図1)での本実験を 行った.流入と流出は周期的境界条件で設定し,一 様流を流すために雨量計の後方で整流を施した.

#### 4 結果・考察

2次元領域での予備実験では,整流は整流領域内 にある粒子の速度を設定速度で上書きすると良いこ と,小さい雨粒はシアー層で進行方向が変えられる ことがわかった.また,先行研究に比べてシアーが 強いことや,小さい雨粒に対して引き込みがあるこ とが確認できた.

3次元領域での計算では,計算領域・整流領域の 大きさ,音速,粒子間距離を変更して,流れの場と 雨量計前方に生じた定常波の振る舞いを調べた.そ の結果,前者2つを大きくすることが定常波を減ら すのに有効だが,先行研究の測定値に比べてシアー が弱くなることが確認できた.それに対し粒子間距 離を小さくすると定常波の波長が小さくなって弱く なり,シアーが強くなって風の流れの場が先行研究 に近づくことが確認できた(図2).また,整流領域 を大きくとることで流入時の鉛直速度差が小さくな り,音速を速くすると粒子の速度のばらつきが大き くなるなどの変化も見られた.



図 2 1[m] 立方の領域において  $r_d = 1$ [cm] の設 定で計算した雨量計 (太線) 周りの設定風速で規格 化した風速 (左) と先行研究における設定風速で規 格化した風速分布の測定値 (右).

#### 5 結論

粒子法で計算した風の場はシアーが弱いもののそ の概形は一致した.粒子法による計算では境界条件 を簡単に設定でき,GPUを使用した並列計算によ り高速に計算できた.今後の研究で粒子法による風 の流れの場の計算妥当性を向上させることで,捕捉 率推定のためのさらなる知見を得ることが期待でき る.また、雨量計や助炭の形状を変化させて実験を 行うことで、より良い雨量計の開発が期待できる。

# Aeolus 衛星・地上複合観測を用いた雲場と水平風速解析

\*石橋勇人, 岡本創, 佐藤可織, 及川栄治, 藤川雅大 (九大応力研), 石井昌憲 (情通研), 西澤智明, 神慶孝(国環研)

#### 1. はじめに

2018 年 8 月に欧州宇宙機関 (ESA) によって, 直接 検波方式のドップラー風ライダー (Doppler Wind Lidar: DWL) を搭載した Aeolus 衛星が打ち上げられた. この DWL は, 波長 355nm でファブリーペローエタロンを 2つ使用するダブルエッジ技術を用いた干渉計および, フィゾー干渉計で構成されており,分子およびエアロ ゾル, 雲の後方散乱係数, 消散係数と鉛直35度傾斜 した視線方向のドップラー速度を観測より求める事が できる.

これまで風速観測はラジオゾンデや航空機による直 接観測や、静止衛星に搭載した受動型センサによる水 蒸気や雲を追跡する Atmospheric Motion Vectors 法 (AMV)によるものがあった.地上や航空機観測は絶対 数や地域が限定されている. AMV 法によって推定され た風速は、中層では観測例が少なく、上層では解析誤 差が大きいものが多いため、数値予報モデルに同化さ れるデータ数が低いという問題があった.

Aeolus 衛星により、全球で雲とエアロゾルの後方散 乱係数と消散係数の同時抽出、さらに海上を含めた全 球の水平風速の鉛直分布が得られる事となった.

本研究では、小金井周辺における Aeolus 衛星搭載と 地上複合観測システムで同時観測された雲の物理特性 の比較検証結果と、水平風の鉛直分布と雲場の関係解 析を行った.また Aeolus 衛星を用いた雲解析と風速の 全球解析について報告する.

#### 2. Aeolus と複合観測システムの観測パラメータ

処理および校正済みの Level 1B (L1B) Product に含 まれている,水平風速,L2b に含まれる後方散乱係数 と消散係数のデータを用いた.風速にはミー (Mie)お よびレイリー (Rayleigh) チャンネルに対応するデータ が存在し,さらにそれぞれ水平解像度が 3km と 90km のものがある.いずれのデータも水平風の風速と風向 を示す.Aeolus 衛星では,減衰の影響を受けない粒子 後方散乱係数や消散係数を独立して観測から求める事 が可能だが,偏光解消度の情報がない.

地上観測として、これまでに開発し雲観測に用いた 波長 532nmの多視野角・多重散乱ライダ(Okamoto et al., 2016)を Aeolus 衛星と同じ波長 355nm で10 チャンネル に拡張した MFMSPL-2 や、多重散乱型の高スペクトル 分解ライダ、直接検波型ドップラーライダ、コヒーレ ントドップラーライダ、雲レーダで構成された次世代 型複合観測システムを小金井で構築した.このシステ ムを利用して Aeolus 衛星プロダクト検証を行っている. MFMSPL2 では5つの異なる角度で後方散乱と偏光解 消度が得られる.

#### 3. 解析結果

図1では、2018年10月15日に小金井上空において Aeolus 衛星と地上複合観測システムで同時に観測され た上層の氷雲と下層の水雲の偏光解消度を示す.同期 した20時[UTC]では Aeolus 衛星は高度9km 付近に雲 を検出していたが、MFMSPL2 でも同様な高度に雲を 検出していた.鉛直真上向きチャンネルから求めたも ので、上層の氷雲の偏光解消度は30%程度だったが、 傾けたオフビーム方向では後方散乱係数と偏光解消度 はほぼ検出感度以下であった.これは、上層の氷雲が 光学的に薄く、多重散乱の影響が小さかった事を示し ている.



図1 Aeolus 衛星と同期した小金井の多視野角・多重 散乱ライダによる氷雲と水雲の偏光解消度. 鉛直方向 のデータ.

#### 参考文献

### [1] Okamoto et al., Optical Express, 24(26), 30053-30067 (2016)

謝辞:本研究課題は,科研費 JP17H06139, JP19K04849, JP19H01973の支援を受けました.また, Aeolus 衛星の データは, ESA に提供して頂きました.

トゥルーカラー再現画像の色再現性に 作成手法とセンサの違いが与える影響の評価

#### 1. はじめに

衛星搭載可視・近赤外イメージャのデータから作成 されるトゥルーカラー再現画像 (TCR) [1] は、陸面な どの状況を把握するのに有用である。

TCR は ひまわり 8・9号 [2] や しきさい (GCOM-C) [3] など異なる衛星・センサから作成されうる。また、 TCR の作成手法も、従来の半経験的な方法 [1] や色変 換行列を用いる手法 [4] の他に、筆者らが提案する分 光反射率に基づく手法などがある。TCR を現業利用す る上で、センサや作成方法が色再現性の違いに与える 影響を把握する必要がある。

本研究では TCR の色再現性について、作成方法およ びセンサの違いに着目して比較を行う。近年、ひまわ り後継機のイメージャに搭載するバンドについて議論 が活発であることから、バンド2(0.51 µm) がない場合 の色再現性についても検討する。

#### 2. 評価方法

以下の4種類のTCRを作成した。いずれの画像もレ イリー散乱補正を行なっている。

- (a) GCOM-C/SGLI のバンド 1, 2, 3, 5, 8, 9 から、分光 反射率に基づき作成
- (b) ひまわり/AHI のバンド2.3.4から擬似緑バンド を作成し、分光反射率に基づき作成
- (c) ひまわり/AHI のバンド2,3,4から擬似緑バンド を作成し、[4]に基づき作成
- (d) ひまわり/AHI のバンド1.3.4から擬似緑バンド を作成し、分光反射率に基づき作成

比較は、陸面のうち色再現が特に難しい植生に着目 して行う。比較を行う日は、GCOM-C が日本付近を通 過し、かつ雲が少ないという条件で、季節の異なる 2019 年1月14日と2019年5月30日を選んだ。

#### 3. 結果·考察

図1の(a)と(b)を比べると、冬季の陸面は、ひま わり(b) よりも しきさい (a) の方が暗い。夏季につい ても (図2(a), (b)) 色の違いが見られた。

図2の (b) と (c) を比較すると、 (c) は (b) よりも

\*高野雄紀 (東京大学大気海洋研究所), 渡邊正太郎 (株式会社ウェザーマップ)

緑色が強く表現されている。同じバンドを使っても、 作成手法の違いにより再現される色が異なることがわ かる。

図1,2いずれについても、(b)と(d)の色の差異は他の 組み合わせと比べて小さい。したがって、バンド2が ないことによる色再現への影響は、他の要因と比べ小 さいと言える。

当日は、色の差異が生じた要因の検討や、他の季節 も含めた定量評価についても報告する予定である。



2019年1月14日のTCR。図から中部地方に 図1 ある3つの山脈が確認できる。(a)-(d)はそれぞれ本文中 の画像の作成手法に対応する。



図2 図1に同じ、ただし2019年5月30日について。

#### 謝辞

ひまわり標準データ(日本域)は NICT サイエンス クラウドから取得した。GCOM-C/SGLI の L1B データ はJAXA G-Portal から取得した。

- [1] Miller, S., 2016, Bull. Am. Meteor. Soc., 97, 1803-1816.
- [2] Bessho, K., et al., 2016, J. Meteor. Soc. Japan, 94, 151-183.
- [3] Hori, M., et al., 2018, Trans. JSASS Aerospace Tech. Japan, 16, 218-223.
- [4] Murata, H., et al., 2018, J. Meteor. Soc. Japan, 96B, 211-238.

## Kaバンドレーダを活用した積乱雲発達判定指標の検討

\*吉田翔(筑波大院生命環境), 三隅良平・前坂剛(防災科研)

#### 1 はじめに

夏場に局所的な強雨をもたらす積乱雲の発達速度は 非常に早く、一般的な気象レーダ(S,C及びXバンド) で検知されてから僅か20分程度である.この様な突発 的な現象をより早く捉えるにはXバンドよりも波長の 短い KaやWバンド帯の電波を用いた雲レーダの活用 が有効である.雲レーダは降水粒子に成長する前の雲 粒を捉え、豪雨をもたらす積乱雲をより早期に検知す ることが可能である[1][2]. しかし、検知された全ての 雲が発達して強雨をもたらすわけではない為、雲が発 達するか否かを判定する指標が必要となる.

そこで、本研究では Ka バンドレーダと X バンドレ ーダで観測された積乱雲を解析し、発達の有無を判定 する為の指標を検討した.

#### 使用したデータ

2016年,2017年8月に防災科学技術研究所が有する 5 台の Ka バンドレーダ (図 1) で観測された 3 分毎の レーダ反射強度を使用した(但し2016年は飯能市と西 東京市の2台のみ使用). 各レーダのビーム幅は0.31° と狭く、観測仰角間隔が広い為、密な3次元メッシュ データを作成するのは困難である. そこで, ①Cressman 内挿によって各レーダの反射強度を合成した3次元メ ッシュデータを作成し、②各メッシュの鉛直方向の平 均反射強度(VAZ)を算出した.これにより、仰角間 のビームの隙間の影響を受けにくいデータが得られる. 同様に XRAIN の5分毎のレーダ反射強度からも VAZ を算出した.

Ka バンドレーダ, XRAIN で観測される個々の積乱 雲をそれぞれ VAZ≧-20dBZ の領域 (MCE), VAZ≧5dBZ の領域 (MPE) とした. MCE, MPE の検出・追跡には AITCC[3]を用いた.

#### 3. 結果

図1の解析対象範囲内で38個のMCE が検出され, その内,発達して MPE が検出されたのは8個だった. MCE が検出されてから 15 分間の VAZ 増加量に着目す ると, MPE が検出された MCE は MPE が検出されなか った MCE と比べて高く (図 2), それぞれの平均値は 23.9dBZ, 5.1dBZ であった. また, MCE 検出後 6, 9

及び 12 分間の VAZ 増加量にも同様の傾向があり、そ れぞれ統計的に有意な差があることがわかった.

#### 4. まとめ

KaバンドレーダとXバンドレーダで観測された積乱 雲を解析し、積乱雲発達判定指標の検討を行った。VAZ の増加量が多い MCE は発達して MPE が検出されるこ とが多く、VAZ の増加量は発達判定指標として有効だ と考えられる.

謝辞:利用した国土交通省 XRAIN のデータセットは、文部 科学省の委託事業により開発・運用されているデータ統合・ 解析システム (DIAS) の下で, 収集・提供されたものである.



図1 Kaバンドレーダの観測範囲(円)と解析対象範囲 (黒枠及び黒破線枠)



- [1] Kobayashi, F., et al. 2011, SOLA, 7, 125-128.
- [2] Sakurai, N., et al. 2012, SOLA, 8, 107-110.
- [3] Shimizu, S. and H. Uyeda. 2012, J. Meteor Soc. Japan, 90, 869-889.

# パラメトリックスピーカを用いた2軸回転する 小型 SODAR の製作 \*玉川一郎 (岐阜大学流域圏科学研究センター), 藤澤大志<sup>1)</sup>,山嵜祐成 (岐阜大学工学部)

#### 1. はじめに

谷や都市のような複雑な土地の条件のもとで、上空 の風速の分布を計測することを夢見て、ドップラーソ ーダーの開発を続けている[1][2]. 回転台に SODAR を 搭載してボリュームスキャンを行うには、回転台の制 限より、パラボラのサイズ制限が厳しく、結果十分な 指向性が得られなかったが、今回、超音素子のアレイ を用い、変調された超音波より可聴音を空中で発生す るパラメトリックスピーカ[3]を送信装置に用いること により、ごく短距離ながら計測を行うことができた.

#### 2. SODAR

開発した SODAR は、2 軸回転台 (Sustainable robotics 社 PTU-E46) に、半径 35 cm深さ 20 cmの FRP 製パラボ ラに単一指向性マイク AE5100 を装備した受信装置と、 パラメトリックスピーカを用いは送信装置からなる. パラメトリックスピーカは屋外での簡易な指向性測定 によると (16.5m, 5053Hz) 出力は中心から 1° で 4.4dB 低下し、非常に鋭い指向性を示した.本装置の外観を 図 1 に示す.



図1 製作した SODAR

### 3. 結果

開発した SODAR を岐阜大学構内の牧草地で試した. 0.05 秒 5053Hz のパルスを用いた仰角 45° および 10°の計測では,図2のような結果になった.ここで はそれぞれの仰角でのドップラーシフトの計測値を, 当時の地上風(北西 2.5m/s)から予想される値と比較



図 2 計測されたドップラーシフト(仰角 45° 10°)予測値と書かれているのは当時の地上風か ら予測されるドップラーシフトの値

してある. この結果はパルス送信終了直後の 0.05 秒間 のものであり, SODAR からおおよそ 10m 先の風を見 ていることになる. 大気散乱音はその先小さくなり, この時は 0.1 秒後にはノイズに埋もれて解析できなく なった.

#### 4.まとめ

指向性に優れたパラメトリックスピーカを用いるこ とで、小型で2軸回転する SODAR を作ることができ た. 今後、計測条件や送信強度などを詰めて性能向上 を目指す.

謝辞 本研究は科研費 25610137 (2013-15)の援助を受けた研究の続きである. 感謝を表する.

- [1] パラメトリックスピーカを用いた2軸回転する小型 SODAR の製作,日本気象学会2007 年春季大会講 演予稿集,P402,2007.
- [2] 末松 透,玉川一郎,ボリュームスキャン可能なド ップラーソーダの開発に向けて 日本気象学会 2015 年度秋季大会,講演予稿集 P142
- [3] スイッチサイエンス超指向性超音波スピーカーキ
   ット https://www.switch-science.com/catalog/1842/
   (2019/7 閲覧)
- 1) 現所属 独立行政法人水資源機構川上ダム建設所

## シチズンサイエンスのための気象アプリ「空ウォッチ」を活用した降雪研究

#### |荒木健太郎\*(気象庁気象研究所),田中沙央里,小池佳奈(エムティーアイ)

#### 1. はじめに

気象研究所では、首都圏の降雪現象の実態解明を目的に、 平成28年度より市民から雪結晶画像を募集する市民参加 型(シチズンサイエンス)の研究「#関東雪結晶プロジェ クト」を実施している(荒木,2018).これまでは関東甲 信地方を対象としていたが、低気圧等による降雪現象は全 国で発生するため、広範囲の情報が必要である.また、降 雪現象の実態解明には降水の状況(雨やみぞれ、積雪深) などの情報も重要である.さらに、従来はTwitter等の SNSでデータ収集を行ってきたが、データ数が膨大であ り、データ収集・解析の効率化が課題である.そこで、本 研究ではこれらの課題を解決するため、携帯端末向けのア プリ開発を行った.概要と今後の展望について報告する.

2. 気象アプリ「空ウォッチ by 3D 雨雲ウォッチ」 本研究では、エムティーアイの運用している携帯端末向 け気象アプリ「3D 雨雲ウォッチ」の機能のひとつとして、 「空ウォッチ」を開発した(空ウォッチ by 3D 雨雲ウォ ッチ:https://sora-watch.3d-amagumo.com/). 空ウォッチ では、ユーザが撮影した空や固体降水粒子の写真を選択し、 降雪現象の実態解明の研究のために必要な情報である撮 影時の天気・大気現象や積雪深を選択して投稿できる(第 1図). 選択可能な天気のうち、晴れ、くもり、雨、みぞれ、 雪、凍雨、雹、雷、竜巻、霧、霜を降雪研究に用いる. 雪 選択時には雪結晶の種類(11 種類:樹枝状、複合板状、角 板状、交差角板状、砲弾状、鼓状、角柱状、針状、雪片、 雲粒付、霰) も複数選択可能である.

投稿された情報は、地図上に天気アイコンで表示される (第2図).表示はリアルタイムで更新されるが、過去に 遡っても閲覧可能である.天気アイコンは全国約1800の 代表地点で表示され、それぞれのアイコンをタップすると タイムライン形式で詳細な情報が閲覧できる.投稿情報は 撮影場所・時刻のほか、天気や雪結晶の種類、積雪深、画 像などをデータベース化しており、申請のあった研究・教 育目的のユーザに対してはデータベースを用意している.

#### 3. シチズンサイエンスによる降雪研究の展望

空ウォッチにより,各地の気象状況がリアルタイムでも 過去に遡っても把握できるようになり,それらをデータベ ース化することでシチズンサイエンスによる降雪研究に おいてデータ収集・解析作業が大幅に効率化された.

空ウォッチは画像投稿が基本であるため、利用者が客観 的に情報を判断できる.これにより、降水種別に加えて、 降雹や特に夜間の濃霧の発生状況等の把握にも有効と考 えられる.これらの定性的な情報は、固体降水や雪結晶の 種別等をもとにした降雪現象の実態解明に加え、レーダー 等を活用した降水種別判別技術の検証や、数値予報モデル の結果の検証にも利用可能である.一方、積雪深のような 定量的な情報については、アメダス等による観測データと の比較を行い、その精度を検証して利用する必要がある.

シチズンサイエンスによる降雪研究は参加者の科学リ テラシー向上にも貢献しうるため、科学教育への活用も期 待される.また、上記観測項目以外に気象災害等の観測デ ータも研究利用できる可能性があり、今後研究利用の可能 性について様々な分野の専門家と意見交換したい.



第 2 図 空ウォッチの地図表示画面の例. 謝辞 本研究は文科省科研費「17K14394」 により実施したものです.
# 地上設置型リモートセンシングデータとの比較による ひまわり8号データの特性

\*大塚 道子 (気象大学校・気象研究所),林 昌宏(気象研究所), 瀬古 弘(気象研究所)

1. はじめに ひまわり8号は、いわゆる次世代衛星として世 界に先駆けて打ち上げられ、2015年に運用を開始して以来、 高分解能・高頻度な多チャンネル観測データを提供している. 観測データには, Advanced Himawari Imager (AHI) による可 視・赤外の16バンドの放射観測,大気追跡風,晴天輝度温度, 高分解能雲情報などの様々なプロダクトがある[1]. これらを 数値予報のためのデータ同化や実況監視に有効に活用するに は、高分解能・高頻度な評価を行い空間代表性や誤差特性を 得ることが重要である.このような評価のためには、高層ゾ ンデ観測などの従来型観測よりも、より高密度・高頻度な地 上設置型リモートセンシングデータを用いることが望ましい. 例えば、ひまわり8号の2.5分間隔の日本域観測から得られ る大気追跡風について、ゾンデ観測よりも高密度・高頻度な ウィンドプロファイラーの風データとの比較を行い、特に下 層風について、より詳細に精度評価できることが示されてい る[2]. AHI の 16 バンドの観測データを用いて雲の光学的厚 さや雲粒の有効半径, 雲頂高度, 雲水量などを推定する最適 雲解析 (OCA: Optimal Cloud Analysis) プロダクト[3]では, 雲頂高度や雲の検知率について、地上目視観測・ゾンデ観測 との比較が行われ[4],おおむね整合しているものの,時空間 的に疎な従来型観測で評価するには限界があることがわかっ ている.本研究では、これらのひまわり8号データについて、 地上設置型リモートセンシングデータを用いて高分解能・高 頻度な評価を行い、メソスケールデータ同化や実況監視で必 要となる空間代表性・誤差特性を議論する.

2.比較手法の検討 地上設置型データの代表性は,衛星観 測と比較してより局所的なので,両者の比較においては,時 空間スケールを適切に合わせる必要がある.また,多くの場 合,両者の観測から直接得られる物理量は異なるが,ある程 度の段階までリトリーブした物理量ならば比較することがで きる.あるいは両者の観測量の関連性が明確になっていれば, 間接的に評価できる.本報告では,約2km格子,10分間隔で 得られるひまわり8号0CAデータに注目する.空港に設置さ れたシーロメーターの雲底高度と0CAデータから推定した雲 底高度とを比較し,空間代表性や誤差特性を議論する.さら に雷検知データと OCA の光学的厚さと雲頂高度との関連性 から,0CAデータの誤差特性を間接的に評価する.

<u>3. 比較結果</u>図1は, OCA データから推定した雲底高度とシ ーロメーターで観測した雲底高度との比較である. OCA の高 度が高い傾向にある.シーロメーターが直上の雲の雲底に反応するのに対し,OCAの雲底は、雲頂から雲底まで一様な雲水の雲を仮定して、雲頂からその雲の幾何学的厚さを差し引いて求めている.比較対象を中下層の水雲に限定し、時空間スケールを適切に合わせれば、より整合する可能性はある.



図1 シーロメーターと OCA の雲底高度 (m) の比較. 2015年9月7~10日00~09UTC.

次に気象庁の雷監視システムで得られる放電時の OCA デ ータの特徴をみる. 図2は、注目する時刻から後1時間以内 に放電が観測されたときの、注目する時刻における雲頂高度 と光学的厚さのヒストグラムである. 対地放電が観測される ときは、雲放電のみの観測時に比べて光学的厚さがやや厚く、 雲頂高度は中下層の割合が多くなっている. このことは、雲 の存在する高度範囲と光学的厚さの誤差特性の評価に、雷監 視システムの放電が利用できることを示唆している.

今後は、他のひまわりデータと地上設置型データの組み合わせも用いて、評価手法をさらに高度化する.



図2 放電時の OCA の光学的厚さ(左) ど雲頂高度 (hPa) (右) のヒストグラム. 2017 年 7 月の 00~09UTC.

#### 謝辞

空港のデータは気象庁観測部より提供されました.本研究は、JST AIP JPMJCR19U2の支援を受けたものです.

#### 参考文献

[1] Bessho, K., et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, 94 151-183.

- [2] Otsuka, M., et al., 2018, J. Meteor. Soc. Japan, 95B 111-131.
- [3] 林 2018, 気象衛星センター技術報告, 第 63 号.
- [4] 大塚ほか, 2018, 日本気象学会 2018 年度春季大会, P306.

### GSMaP に対するひまわり 8 号の大気追跡風の適用

\* 妻鹿友昭、牛尾知雄 (首都大学東京)、久保田拓志、可知美佐子 (宇宙航空研究開発機構)、 青梨和正 (気象庁気象研究所)

# 1 はじめに

全球降水分布は地球の熱輸送の理解等の気象学のみな らず水資源管理・洪水渇水の把握等、実利用においても 重要な情報である。現在では先進国等では雨量計やレー ダによる降水観測網がよく整備されているが、海上・山 岳域・途上国では十分な観測網が整備されていない。ま た地域により降雨の観測手法が異なるため、統一した取 り扱いには注意が必要である。

人工衛星からのリモートセンシンシングは安定した環 境から同じ測器を用いて全球観測できる。しかし静止衛 星を除いて、人工衛星は特定の場所を連続して観測する ことはできない。静止気象衛星搭載センサは可視赤外の 放射計である。可視赤外は雲・水蒸気等の観測に適した 測器であるが、雲下の降雨推定には向いていない。低軌 道衛星搭載マイクロ波放射計は降雨を観測できる。しか し、低軌道衛星の観測幅は数百 km であり、一台の衛星 が全球を覆うのは数日必要である。

衛星搭載マイクロ波放射計を用いて推定した全球の降 雨分布は NASA Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG)、JAXA の衛星全球降水マップ (GSMaP) 等がある。これらの降水マッププロダクト は複数の衛星搭載マイクロ波放射計を用いるとともに 静止衛星の赤外(IR)を用いてマイクロ波による観測が 全球を覆うより短かい時間間隔で降雨推定を行なってい る (Huffman 2019, Ushio 2009)。GSMaP のプロダク ト GSMaP Near-Real-Time(GSMaP NRT) や GSMaP Moving Vector with Kalman filter (GSMaP MVK) It マイクロ波放射計の観測範囲外を IR の空間相関から降 雨の移動(移動ベクトル)を推定し、前時間の降雨を移 動させると共に、IR 輝度温度からカルマンフィルタを 用いて降雨量を推定してきた。この移動ベクトルの推定 は波長 10µm の輝度温度の空間相関を用いている。しか し、10µmの輝度温度の相関から求めた雲の移動は降雨 の移動より雲頂の移動に影響を受けやすく、雲下の降水 域の移動を推定に対して不確実性がある。一方、「気象 研究コンソーシアム」により提供されるひまわり8号の 大気追跡風 (AMV) は輝度温度から求められた気圧高 度と風速データである。AMV はひまわり8号の赤外、 可視、水蒸気の複数のバンドから求められている。これ により、AMV から雲頂以外の情報から求めた風速が含 まれ、10µmからもとめた移動ベクトルより下層風速を 利用できる。

本研究ではひまわり 8 号の AMV データを GSMaP MVK アルゴリズムに適用する手法を提案する。そして 現在の移動ベクトルと AMV による風速を比較し、風速 推定手法の差による降雨域の時間変化に与える影響を調 べる。



図1 AMV を1度格子で平均した東西風速

# 2 手法

GSMaP MVK アルゴリズムに利用する風速は高度 2km より上程度の 800hpa から 600hp を優先し、その 範囲の風速を平均して用いた。例として図1に東西風速 の1度平均結果を示す。図に示すように AMV は欠損域 があるため、欠損域は過去の風速を元に Kalman Filter を用いて過去の風速から更新していくことにした。カル マンフィルタのモデルは

$$x_n = x_{n-1} + \mathcal{N}(0, \sigma_t^2) \tag{1}$$

$$x_n = \boldsymbol{a} \cdot (\boldsymbol{y} + \boldsymbol{N}) \tag{2}$$

である。ここで $x_n$  は時刻nの風速 (東西または南北風) を表わしている。y は AMV による風速ベクトル、a は 重みベクトルを示す。N はノイズベクトルを表わし本 研究では正規分布を仮定する。ベクトルの要素は水平分 布を表わす。

#### 3 おわりに

発表では相関を用いて求めた風速と AMV から求めた 風速の比較を行ない、降雨推定に与える影響を議論する。 また、現在の GSMaP MVK と AMV を用いた GSMaP MVK による降雨推定結果を地上レーダ等地上データと 比較を行なう予定である。

現在、GOSE-R シリーズが打ち上がり、Meteosat も 次世代を開発中である。今後、ひまわり8号と同世代の センサを積んだ静止衛星が全球を観測することになる。 今回開発した手法はひまわり8号のAMV用であるが、 これらの人工衛星が観測を始めれば全球へ応用可能で ある。

### 参考文献

Haffman, G. J., et al. IMERG V06 ATBD, 2019.

Ushio, T. et. al. A Kalman Filter Approach to the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) from Combined Passive Microwave and Infrared Radiometric Data, *JMSJ*, 2009.

# 微小スケールの現象を捕捉するための気圧測定装置開発 \*森 厚(桜美林大学)

# 1. はじめに(概要)

開発した気圧の測定装置を報告し、観測システムの 構築を提案する。測定装置は(1)マイクロコントローラ (マイコン)(2)微細加工技術(MEMS)による気圧セ ンサ(3)インターネット技術に基づく。気圧測定では 1Pa 程度の変動を捉え、測定時間間隔は10ms 程度の 精度で1秒とする。観測システムは数100m 程度の間 隔をカバーするような範囲で、前述の測定装置を多点 展開する。微小なスケールで数10m/s 程度の移動速度 をもった気象擾乱の捕捉が可能であると考えられる。

# 2. 背景

重力流や内部重力波といった擾乱は、気圧偏差を伴 う擾乱であるので、気圧の測定は現象を捕捉するうえ で非常に重要である。しかし、リモートセンシングが 困難な気圧測定では、空間的に密な観測網は構築され ていない。

著者らは、これまでも時間空間分解能の高い観測を 目指してきた[1]。近年、マイコンと MEMS センサの急 速な発達によって、観測システムの構築が安価に可能 となったので、改めてこの実現を目指す。

#### 3. 測定装置

今回開発した測定装置のブロック図を示す(図1)。 装置は次のような特徴を備えている。



図1. 測定装置のブロック図

- ・ 開発に当たっては、Arduino IDE[2]、Arduino core for the ESP32[3]、ezTime[4]、BME280 library for SPI interface[5] を用いた。
- WiFi 接続に際して、
  - ◆ 学内環境(PEAP)では設定変更不要で接続する。
  - ◆ スマートフォンアプリで SSID など接続パラ メタを送り込んで接続できる。
  - ◆ 一度接続すると電源再投入後も自動接続する。

- WiFi が不安定であるときには、接続の再試行、 再接続の試行、送信データの一時的な蓄積などの工夫で、安定的に連続データを取得できた。
- NTP プロトコルによる時刻合わせは、データの 取得とは独立して行うため、10ms 程度以内に時 計を合わせることができた。
- 機器はクレジットカードサイズ以下に収めることができ、輸入品を活用することによって1,500円程度で測定装置を構築できる。

### 4. 測定例

2019年7月5日の気圧の測定結果を図2に示す。測 定装置を設置した場所は、横浜地方気象台から直線距 離で1.0km 離れた場所である。横浜地方気象台の気圧 データ(10分間隔、0.1hPa 単位)[6]も示す。測定結果は 気圧の微細な変動を良く表現していることがわかる。



図2 気圧の測定結果(黒)と気象台の気圧(赤)

#### 5. 今後の予定

(1) 観測システム:本学が進めるキャンパスの多地点 化を活用し、学内に多点展開する(2019~2020年度)。 その後、市民参加の観測網の構築を検討している。

- (2) 測定装置:継続して改善していく。
- (3) 解析方法:移動性擾乱検出アルゴリズムを検討する。

参考文献(ウェブはいずれも、2019-07-09 閲覧)

- 川上真哉 他「PC を使った微小スケールの気象観 測」,1998 年度日本気象学会秋季大会,P345
- [2] https://www.arduino.cc/en/main/software
- [3] https://github.com/espressif/arduino-esp32
- [4] https://www.arduinolibraries.info/libraries/ez-time
- [5] https://github.com/TakehikoShimojima/BME280\_SPI
- [6] 気象庁「過去の気象データ検索」 https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php

レーダネットワーク環境下における干渉波除去手法の提案 \*内田大平(首都大院), 吉川栄一(JAXA), 菊池博史(電通大), 妻鹿友昭, 牛尾知雄(首都大院)

#### 1. 序論

レーダは,海洋上の監視,気象情報の提供や航空機 の安全な運用の為等,様々な用途に用いられている. これらのレーダにはそれぞれの用途に適した周波数 帯域が割り当てられ,運用されている.通常,レーダ同 士の電波干渉を避けるため,各レーダには異なる周 波数帯域を割り当てる.しかし,周波数とは資源の一 つであり,割り当て可能な周波数帯域には限りがあ る.

電波干渉は,複数のレーダが等しい周波数帯域を 用いた場合に生じ,干渉信号としてお互いのレーダ に影響を与えることで,正確な気象現象を捉えるこ とが困難になる.そこで,本研究では,複数のレーダが 等しい周波数帯域を使用した場合においても,相互 に与える干渉信号の影響を抑圧し,周波数資源問題 の解決に繋げることを目的とし,先行研究[1]として パルス圧縮に用いられていた Minimum Mean Square Error 法(以後,MMSE 法)の干渉波除去への応用を試 みた.

#### 2. 信号モデル

本研究では干渉信号除去を目的としているため, 以下に干渉信号を含んだ受信信号モデルを示す.(1) 式の右辺第1項が所望信号,第2項が干渉信号,第3項 がノイズ信号である.

$$\mathbf{y} = \mathbf{S}\mathbf{x}_{\mathbf{s}} + \mathbf{\Theta}\mathbf{x}_{\mathbf{\Theta}} + \mathbf{n} \tag{1}$$

ここで、 $\mathbf{x}_{s}$ ,  $\mathbf{x}_{\theta}$ はそれぞれ観測ターゲットおよび干 渉信号からの散乱強度のレンジプロファイルベクト ルを表す.また、nはノイズベクトルである.

S は時間遅れで受信される所望信号の波形行列, Θ は時間遅れで受信される干渉信号の波形行列をそれ ぞれ表している.

### 3. 干涉除去手法

干渉信号除去のための MMSE 法について述べる. コスト関数を次式に示す.[1]では考慮されていない 干渉信号に対してもコスト関数を与える.

$$\mathbf{J}_{\mathbf{S}_{m}} = \mathbf{E} \left[ \left| \mathbf{x}_{\mathbf{S}_{m}} - \mathbf{W}_{\mathbf{S}_{MMSE_{m}}}^{H} \mathbf{y} \right|^{2} \right] + \operatorname{Re} \left\{ \lambda \left( \mathbf{W}_{\mathbf{S}_{MMSE_{m}}}^{H} \mathbf{s}^{(m)} - 1 \right) \right\}$$
(2)

$$J_{\Theta_{m}} = E \left| \left| \mathbf{x}_{\Theta_{m}} - \mathbf{W}_{\Theta MMSE_{m}}^{H} \mathbf{y} \right|^{2} \right| + Re \left\{ \lambda \left( \mathbf{W}_{\Theta MMSE_{m}}^{H} \mathbf{\theta}^{(m)} - 1 \right) \right\}$$
(3)

 $J_{S_m}$ は所望信号に対する、 $J_{\Theta_m}$ は干渉信号に対するコ

スト関数で,これらを最小化するように解くことに より,重みベクトルがそれぞれ次式のように求まる.

 $w_{s\ MMSE_{m}}^{(i)} = \frac{R^{(i)^{-1}}s^{(m)}}{s^{(m)^{H}}R^{(i)^{-1}}s^{(m)}} \qquad \qquad w_{\theta\ MMSE_{m}}^{(i)} = \frac{R^{(i)^{-1}}\theta^{(m)}}{\theta^{(m)^{H}}R^{(i)^{-1}}\theta^{(m)}}$ (4)

 $W_{S}^{(i)}_{MMSE_{m}}$ は所望信号に、 $W_{\theta}^{(i)}_{MMSE_{m}}$ は干渉信号に対 する重みベクトルであり、これらを全観測レンジ分 にわたって求めることで得られる重み行列を用いる 事で、全観測レンジでの所望信号および干渉信号の MMSE 解が次式のように得られる.

$$\mathbf{x}_{\mathsf{S}_{\mathsf{MMSE}}}^{(i)} = \mathbf{W}_{\mathsf{S}_{\mathsf{MMSE}}}^{(i)^{\mathsf{H}}} \mathbf{y} \qquad \mathbf{x}_{\mathbf{\theta}_{\mathsf{MMSE}}}^{(i)} = \mathbf{W}_{\mathbf{\theta}_{\mathsf{MMSE}}}^{(i)^{\mathsf{H}}} \mathbf{y} \qquad (5)$$
  
4. シミュレーションによる検証

本研究では,高い頻度で起こり得る干渉モデルを 仮定し,シミュレーションを行った.干渉信号モデル として,レーダ送信ビームのサイドローブから直達 するポイント干渉信号,降雨からの散乱による連続 的な干渉信号の2ケースを仮定した.実際のレーダで 観測された降雨からの信号を所望信号**x**<sub>8</sub>とし,その 信号に対して上記に仮定した干渉信号**x**<sub>0</sub>を加える 事で,(1)式に示す受信信号とした.

受信信号に対して,本研究で提案する MMSE 法を 適用させた.その結果,ポイント干渉信号および連続 干渉信号をそれぞれ 60[dB],10[dB]抑圧し,ノイズレ ベルと同等の値まで低減させた.よって,得られた受 信信号から干渉信号をノイズレベルまで抑圧し,所 望信号のみを正確に推定する事が出来た.

## 5. 結論

本研究によって,二つの気象レーダが同一の周波数 帯域を使用することを想定した相互干渉環境下にお いても,本手法を適用することにより,干渉信号の影 響を抑圧し,所望信号を十分な精度で検出すること が可能であることが示唆された.

#### 参考文献

 H. Kikuchi, E. Yoshikawa, et al., 2017, "Adaptive Pulse Compression Technique for X-Band Phased Array Weather Radar," in IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, vol. 14, no. 10, pp. 1810-1814.

# EarthCARE 衛星の雲・エアロゾルプロダクトの開発と検証 \*及川栄治<sup>1</sup>, 西澤智明<sup>2</sup>, 工藤玲<sup>3</sup>, 岡本創<sup>1</sup>, 佐藤可織<sup>1</sup> 1)九州大学応用力学研究所, 2)国立環境研究所, 3)気象研究所

# 1. はじめに

波長 355nm の高スペクトル分解ライダーATLID と 94GHz のドップラーレーダーCPR を搭載した EarthCARE衛星が日欧共同で2021年に打ち上げ予定で ある[1].現行の A-Train衛星群のセンサと比較すると, ライダーはミー散乱ライダーから高スペクトル分解ラ イダー(HSRL)となり、レーダーはドップラー機能が追 加されるなど観測機器の性能が向上することによって, 雲やエアロゾルの種類がより正確に分類可能となるこ とが期待される.本発表では,航空機搭載多波長 HSRL を用いた ATLID 用のエアロゾル・雲マスクの開発と, 衛星模擬データを用いた EarthCARE 衛星のエアロゾ ル・雲プロダクトの検証結果について報告を行う.

#### 2. 方法

CALIPSO 衛星用に開発した雲マスクである KU-mask[2]を基盤にして,航空機キャンペーン ORACLES の多波長 HSRL データを使用し355nm に おけるエアロゾル・雲マスクを開発した.ATLID の エアロゾル解析アルゴリズムは,地上や船舶搭載の ライダーで開発した解析アルゴリズム[3]や CALIPSO 衛星用に発展させたもの[4]を EarthCARE 衛星解析に応用させている.

衛星観測の模擬データを雲・エアロゾルプロダク トのリトリーバルアルゴリズムの入力データにして, 衛星打ち上げ後の運用時を想定したテスト実験を実 施した.模擬データには,EarthCARE 衛星の軌道に 沿って出力された全球雲解像モデル NICAM [5]のシ ミュレーション結果に J-simulator[6]を適用させ作成 したものを用いた.

#### 3. 結果

気候モデル内で、アフリカ起源の炭素性エアロゾ ル(=煙)やダストが高濃度に分布していたシミュレ ーション結果についての解析を行った.図1は、ア フリカ沖からサハラ砂漠を通過する衛星軌道上にお ける模擬データのミー散乱成分の減衰付き後方散乱 係数 (β<sub>att</sub>)、ATLID 解析アルゴリズムによって推定 されたエアロゾルの偏光解消度および、エアロゾル マスクの結果を示している.南緯5°-15°のアフリ カ沖の海上のエアロゾルは、粒子偏光解消度が 10% 以下であり、粒子ライダー比が大きいため、煙に分類された.また、北緯5°-20°のサハラ砂漠上空の エアロゾルは、粒子偏光解消度が30%を超えており、 ダストに分類された.これらの分類結果は、NICAM の出力結果と整合的でエアロゾル種の抽出が正しく 行えた.

発表当日は、さらに航空機搭載多波長 HSRL によるエアロゾル・雲マスク開発や、雲プロダクトの検証結果についても報告する予定である.



図1. 波長 355 nm におけるミー散乱成分の減衰付き後 方散乱係数 [m<sup>-1</sup>sr<sup>-1</sup>] (上段), エアロゾルの偏光解消度 (中段), エアロゾルマスク(下段, オレンジ色:ダス ト,赤色:煙)の緯度高度断面図.

- [1] Illingworth, A. J., et al., 2015, Bull. Amer. Meteor, Soc..
- [2] Hagihara, Y. et al., 2010, J. Geophys. Res..
- [3] Nishizawa. T., et al., 2008, J. Geophys. Res.
- [4] Kudo, R., et al., 2018, EPJ Web of Conf..
- [5] Satoh, M., et al., 2014, Prog. Earth Planetary Sci..
- [6] Hashino, T., et al., 2013, J. Geophys. Res.

# ひまわり8号地表面温度観測において 雲の混入がもたらすノイズ・欠損の軽減

山本雄平 (千葉大 CEReS)

### 1. はじめに

地表面温度は、地表面熱収支・水収支過程に係る物 理量であり、大気陸面相互作用研究や水資源・農業気 象研究、および植生動態の監視において重要な役割を 果たしている。地表面温度観測は主にリモートセンシ ングによるものであり、我が国の静止軌道衛星ひまわ り8号も、波長分解能の向上により「静止地球環境観 測衛星」として地表面温度の高頻度モニターが可能と なった[1]。しかしながら、ひまわり8号による地表面 温度推定は晴天域に限られており、雲域は地表面から の上向き赤外放射が遮られるため適用できない。特に 高温多湿で雲が多く発生する東・東南アジア地域では、 観測画素内の雲の混入によるノイズや欠損が生じやす く、地表面温度の連続的な時間変化を捉えることは困 難である。

そこで本研究では Diurnal Temperature Cycle (DTC)モデル[2]を用いて、ひまわり 8 号の地表面温度推定における雲混入によるノイズ除去と欠損補間を試みた。

# 2. DTC モデル

DTCモデルは、LSTの日周期を熱拡散方程式とニュ ートンの冷却則で表現したものである。図1のように、 対象画素の地表面の熱的性質に応じた自由パラメータ を設定することで、複数の極軌道衛星(例えば Terra/Aqua)から推定された地表面温度情報からその日 周期変化を推定できる。本研究では、ひまわり8号か ら推定された地表面温度の日周期データに、DTCモデ ルの推定式を最適化する。これにより、自由パラメー タがフィッティング係数として決定され、ノイズ除去 と欠損補間を行うことができる。



図1. DTC モデルを用いて極軌道衛星の地表面温度推定値か ら日周期変化を推定する際の概念図(Duan et al., 2012)。

## 3. 使用データ

ひまわり 8 号データは千葉大 CEReS (ftp://hmwr829gr.cr.chiba-u.ac.jp/gridded/FD/V20190123/) から取得し、地表面温度は熱赤外3バンド(Band 13, 14, 15)の輝度温度観測値と地表面射出率データ[3]から推 定した[1]。対象期間は2018年7月15日~8月31日 とし、対象地域は115°E-149°E, 26°N-46°Nとした。DTC モデルは Inamdar et al. (2008) [4]の提案手法を用いた。

#### 4. 結果

図2に DTC モデルの適用例を示す。いずれの例も、 晴天時の地表面温度推定値に合うように日変化の曲線 が表現されていることがわかる。DTC モデルの利用に よって連続的な地表面温度変化を捉えることができれ ば、夏季の猛暑解析や農地の水ストレス管理、雲域検 出の精度向上など様々なシーンでの応用が期待される。



図2. ある画素の午前に欠損が多かった日(上図)と午後に 欠損が多かった日(下図)における DTC モデルの適用例。

- [1] Yamamoto, Y., et al., 2018, J. Meteor. Soc. Japan, 96B, 59-76.
- [2] Duan, S.-B., et al., 2012, Remote Sens. Environ., 124, 14-25.
- [3] Yamamoto, Y., and Ishikawa, H., 2018, J. Meteor. Soc. Japan, 96B, 43-58.
- [4] Inamdar, A. K., et al., 2008, J. Geophys. Res., 113, D07107.

氷 Ih 内におけるホルムアルデヒドの拡散機構 \*平田雅典(岡山大学院自然科学研究科), 矢ケ崎琢磨(岡山大学基礎研), 松本正和(岡山大学基礎研),田中秀樹(岡山大学基礎研)

#### 1. はじめに

ホルムアルデヒド(HCHO)は、大気中に最も多いアル デヒドであり、光によるメタンの酸化によって生じる。 光による HCHO の生成と分解時に、非常に酸化活性な OH ラジカルを生じるため、HCHO 濃度は大気化学お よび気候モデルを扱う上で重要なパラメータの一つと 言える[1]。大気中にある HCHO の寿命は短いが、極地 方の氷雪中では長くかつ大規模に HCHO が貯蔵される。

氷中の HCHO は濃度が非常に低いため、氷内部のど の位置を占め、どのように拡散するかを実験から求め ることは難しい。近年の実験研究[2]より HCHO は氷と 固溶体を形成して存在すること、およびその拡散係数 が -10 ℃前後で~10<sup>-12</sup> cm<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> であることが報告された。

分子動力学シミュレーションは、運動方程式を数値 的に解くことで分子の軌跡を調べる手法である。この 方法を用いることにより、氷内部の各分子の移動を詳 細に調べることができる。しかし、氷中の HCHO に関 する先行シミュレーション結果[3]は、実験の拡散係数 の値と5桁も異なる。HCHO に限らず他の分子につい ても氷内部にある溶質の振る舞いは十分に理解されて いるとは言えない状況である。

本研究はHCHOを対象とし、シミュレーションか ら氷内部の不純物分子の安定な位置および拡散機構を 欠陥の状態の観点から解析を行う。

#### 2. 計算手法

シミュレーションにおいて水分子は TIP4P/2005 モデ ル、HCHO 分子は OPLS-AA モデルを用いる。水 3 456 分子から成る、氷 Ih 構造を用意する。この氷の一部を 融解させ、生じた液相に1分子の HCHO を導入し、こ れを再凝固させた構造を作り、氷中の HCHO の構造や 運動を解析する。系には周期境界条件を課しているた め、いかなる界面も存在せず、過熱条件でも容易には 融解が起こらない。これを利用して、融点よりある程 度高い温度で効率よく分子拡散をサンプリングする。 この系を「挿入系」と呼称する。挿入系とは別に、HCHO の導入時に水 1 分子を取り除いた系の計算も行う。こ の系を「置換系」と呼称する。

シミュレーションはすべて分子動力学計算ソフトウ ェアの Gromacs バージョン 4.6 を用いた。計算時間は いずれの系も100 ns である。

#### 3. 結果と考察

挿入系と置換系の両系とも、HCHO 分子中の O 原子 が、氷の格子点に主に存在していた。この結果は HCHO 分子と氷が固溶体を形成しているという実験事実と矛 盾しない。HCHO 分子は水分子よりも分子サイズが大 きく、氷構造に歪みを生じさせるために HCHO 分子周 囲にある水分子はその構造を乱され、純粋な氷よりも 移動が容易になっている。

図1は挿入系と置換系のHCHOの拡散係数と温度の 関係を示したものである。拡散係数の温度依存性はア レニウス式で表せる。実験の融点と用いた水モデルの それの違いを考慮すると、-15 ℃における置換系の拡散 係数の値は3x10<sup>-11</sup> cm<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>で、先行実験[2]に近い。

この結果は、現実の系が置換系に近い状態であるこ とを示しているように見える。しかしながら、現実の 氷にはごく少量ながら格子間水分子も存在するので、 本研究の挿入系と置換系の中間とみなせる。系を大き くし、格子間分子濃度を実験のそれと近づけることで、 挿入系の拡散係数も実験と近くなる可能性がある。こ れを確認するため、現在、格子間分子濃度を下げた大 規模なシミュレーションを進めている。



図1 置換系(○)と挿入系(□)の HCHO 拡散係数の アレニウスプロット。

- [1] F. Domine *et al.*, *Science* **297**, 1506 (2002)
- [2] M. Barret et al., J. Phys. Chem. A, 115, 307 (2011)
- [3] V. Barrenegger et al., Chem. Phys. Lett., 432, 78 (2006)

# 利根川流域における NHRCM の解像度による 降水再現性の違いについて

\*佐々木秀孝、村田昭彦、川瀬宏明、野坂真也、仲江川敏之(気象研)

#### 1. はじめに

気象研究所で開発された地域気候モデル NHRCM は、 [1]Murata et al(2015) によって AMeDAS との比較を行 い、高い再現性があることが証明され、数多くの影響 評価研究に使われてきた。しかし、AMeDAS の観測点 は、平野や盆地などの低い場所に設置されているため、 山岳部における降水の再現性については、不明な点が 多い。そこで、ここでは、国土交通省で観測された水 文・水質データ(以後観測)を使い、山岳部を含めた NHRCM の降水の再現性について調べた。

### 2. 方法

ここでは、創生プログラムで計算された、2km と 5km の解像度の NHRCM で計算された現在気候再現実験に ついて、利根川流域における 234 点の観測データのう ち、13 年以上欠測がない 187 点の観測データを用い、 6-8 月の総降水量(JJA)、24 時間最大降水量(R24)、1 時 間最大降水量(R1)の年平均値について検証する。

#### 3. 結果

図1は、NHRCM02、NHRCM05と観測における JJA、 R24、R1 と高度との相関を表したものである。JJA に おける NHRCM05 の相関は、観測に比べ小さくなって いるものの、NHRCM02 の相関は、観測に非常に近い 値となっている。また、R1 は R24 と比べ地形の影響を 受けに難いことは、[2]藤部の結果とも一致する。

図2は、R1を高度順に並べ50点の観測点について、 観測とNHRCM02及びNHRCM05の降水量について移 動相関を取ったものである。これを見ると、高度200m より下では、NHRCM05の方がNHRCM02より相関が 高いが、それより高い高度では、NHRCM02の方が高 くなっている。JJA及びR24についても(図略)、概低 地ではNHRCM05の方がNHRCM02よりよくなってい るが、高地ではNHRCM02の方がよくなっている。こ れは、高地ではNHRCM02の方が、地形による降水へ の影響を良く再現しているからである。低地において は、もともと地形の影響は、格子間隔にあまり依存し ないことに加え、NHRCN02では降水のパラメタリゼー ションを用いておらず、2kmの格子間隔では対流が発 生するために十分なエネルギーを貯めると、過大な降 水になるため、図3で示したように、高度差のほとん どない平野部分でも、カオティックに降水量に差が生 じてしまう事が原因と推測される。今後1km 解像度の 実験を行い、これを確認したい。



図1 降水量と地形高度の相関。黄色は信頼度 99% 以下。







図 3 NHRCM02 による 1 時間降水量の分布と標高

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)」の支援を受けた。 参考文献

[1] Murata et.al, 2015: SOLA, 11, 90-94.

[2] 藤部文昭,21014: 天気, 61, 5-12.

# シベリア, ティクシにおける降水同位体比の変動 \*-柳錦平(熊大・先端科学), 朴昊澤 (JAMSTEC), 田上雅浩(芝浦工大・工学)

#### 1. はじめに

北極域の海氷減少は、大気の水蒸気輸送を通して陸 域の水循環にも影響を与えることが考えられる.しか し、北極圏における降水同位体比は観測が少ないため、 シベリア、ティクシにおいて降水同位体比の観測を行 った.本研究では、その長期変動を明らかにするとと もに、同位体比の変動要因やモデルによる海氷減少の 影響を考察することを目的とする.

### 2. データとモデル

降水同位体比は、1998 年から 2017 年まで約 1,500 サ ンプルの日データを利用した.その中で、蒸発の影響 が考えられるサンプルを排除するため、 $\delta^{2}$ H と  $\delta^{18}$ O が 揃っているサンプルは d-excess が-10‰~30‰の範囲と した. $\delta^{18}$ O のみのサンプルは、日平均気温と  $\delta^{18}$ O の相 関を考慮し、相関直線より±lo の範囲のみを選定した. なお、気温との相関係数は  $\delta^{2}$ H が 0.70、 $\delta^{18}$ O が 0.66 で あり、有意な相関が認められる.その結果、 $\delta^{2}$ H は 551 サンプル、 $\delta^{18}$ O は 934 サンプルが利用可能であると判 断できた.ただし、気温および降水量については、現 地観測データが無いため、ERA-interim の地上気温と降 水量を利用した.さらに、同位体大循環モデル (IsoGSM) [1]を用いて、観測期間中の降水同位体比を 計算した.

#### 3. 観測結果

同位体データの品質管理の結果,ティクシにおける 降水の $\delta^2$ H, $\delta^{18}$ O,d-excess はそれぞれ,-320.0‰~-79.2‰, -40.48‰~-9.08‰,-9.9‰~26.7‰の範囲となった.また, 天水線 (LMWL) は  $\delta^2$ H=7.82\* $\delta^{18}$ O+0.11 となった.こ れは GNIP/IAEA から求めたヤクーツクの LMWL;  $\delta^2$ H=7.88\* $\delta^{18}$ O-0.88 にほぼ等しいため,データの品質管 理は適切であると考えられる.

ティクシにおける降水の  $\delta^2$ H,  $\delta^{18}$ O, d-excess について, 1998 年から 2016 年まで,降水量によって加重平均した 月平均値を図 1 に示す.その結果,同位体比に顕著な 長期傾向は認められなかったが,d-excess は 2008 年よ り低下傾向が認められた.北米の事例[2]では,気温は 上昇しているが,降水同位体比は低下しており, d-excess は上昇している事例がある.しかし、本研究では d-excess は低下傾向を示しており、陸域からの蒸発の影響が大きいかもしれない.

#### 4. 同位体モデルとの比較

次に、IsoGSM による同位体比について、観測とモデ ルを比較する.降水のδ<sup>2</sup>H,δ<sup>18</sup>O との相関係数はそれぞ れ 0.74,0.78 と有意な相関が認められ、同位体比の変動 はよく再現できることが示された.しかし、d-excess は 0.06 となり、相関は認められなかった.さらに、こ れらの季節変動を比較するため、観測期間中の月平均 値を求めた(図は省略).その結果、モデルは冬季の気 温を 10℃程度、降水の同位体比を最大 5‰程度、それ ぞれ過大評価していることが示された.

北極圏の水蒸気や降水の同位体比には、海氷面積と 海水温が影響を与えることが指摘されている[3]. 今後 は、IsoGSM で海氷有無の比較実験を行い、蒸発域や大 気循環の違いが、降水の安定同位体比に与える影響を 明らかにしたい.



- Yoshimura, T., et al., J. Geophys. Res., 113, D19108, doi:10.1029/2008JD010074.
- [2] Puntsag, T., et al., 2016, Sci. Rep. 6, 22647.
- [3] Faber, A.K., et al., 2017, Atmos. Chem. Phys., 17, 5865–5876.

関東地方における降雪イベントに黒潮流路が与える影響

山崎 拓弥 (首都大) 高橋 洋\*(首都大)

# 1. はじめに

関東地方では、太平洋側を北東進する温 帯低気圧(南岸低気圧)により、時々降雪 がみられる。この関東の降雪現象は、予報 が難しいとされている。雨と雪の判別の基 準となる気温、低気圧の雨域などの予報の 不確実性が大きい。また、海洋の影響もあ るとされ、黒潮の流路により降雪に影響を 及ぼすことが知られている。具体的には、 黒潮の蛇行により、低気圧の経路が南側に 変わるなどが知られている。本研究では、 この黒潮流路が降雪に及ぼす影響について、 領域気象モデルを用いて調べる。

# 2. 方法

本研究では、領域気象モデル(WRF)を用 いて、黒潮流路が降雪に与える影響を調べ る。今回は、黒潮の流路変化による海面水 温(SST)の違いを調べ、それを模した実験 設定とした。

黒潮の大蛇行時の降雪イベントとして、 2019年の1月後半の降雪イベントを選択し、 黒潮の大蛇行条件での標準実験(CTL)とし た。黒潮の蛇行による SST 変化を除去した 実験(非大蛇行実験:NLM)として、SST の み 2011年1月のものに変更した。その違い から、関東地方での降雪への影響を調べた。 今回の実験はあくまでも、黒潮の流路の違 いについて、SST の違いのみの効果を考慮 したものである(図:NLM-CTL の SST)。

予報の不確実性を考慮しするために、計 算の初期時刻を6時間ずつ変えた実験を9 回行い、アンサンブルメンバーとした。初 期時刻の違いによる低気圧の再現性の違い は限定的であったため、各実験を独立なア ンサンブルメンバーと考えて、解析を行っ た。

# 3. 結果と今後の予定

CTL 実験では、低気圧の中心位置の経路 が、JRA55 と比較し、良く再現されていた。 また、NLM 実験でも9アンサンブルメンバ ーの中心位置は、CTL 実験と大きく変わら ないものの、いくらか違いがあった。これ に関しては、低気圧の中心位置以外の違い では、積算降水量の違いでもいくらか違い が見られた。しかしながら、領域気象モデ ルのため、側面境界条件を拘束しているた め、低気圧経路の変化がどの程度意味があ るのか、検討する必要がある。今後は、地 表気温の変化などを詳しく調べる。



図1: CTL と NLM での SST の差(NLM-CTL)。 赤色は正、青色は負の値。

# 経験的統計手法による日本域の気候ダウンスケーリング -バイアス補正シナリオとの比較-

\*西森基貴·遠藤伸彦(農研機構・農環研)

#### 1. はじめに

気候変動適応法の成立により、地方地域における適応策立案が急務となる中、高精度な影響評価のためには、気候モデル予測の精度改善とともに、力学的・統計的ダウンスケール結果の比較と不確実性評価も重要である。筆頭著者はここ数年来、CORDEX-ESDグループに登録された、正準相関解析による多変量線形重回帰法(Nishimori and Kitoh, 2006)を用い、日本への適用、力学的結果との比較およびCMIP5モデル大気循環場を入力した将来予測(2018 秋 P466)を行ってきた。

日本においては既に、文科省 SI-CAT による複数のバ イアス補正による地域気候予測シナリオが影響・適応 研究に用いられている。ただ通常は要素ごとに補正す るため日々、要素間の整合性が失われる場合があるほ か、将来トレンドのある気温については、そのトレン ドを保持した補正を行うことで、不確実性の大きい GCM 地上要素出力値に過度に依存している。本研究で は、GCM 出力は説明変数としての大気循環要素のみを 利用し、かつ要素間の整合性を保持する ESD 手法を適 用した結果を、バイアス補正シナリオとの比較を行う。

# 2. データと手法

ESD で用いる変数や手法は、2018 年までのものを踏 襲または拡張している。説明変数 (predictor) としては、 JRA55 のほか CMIP5 モデルの大気循環要素(地上気圧、 700hPa 面気温、850hP 面の風ベクトルと比湿)を用い た。また予報変数 (predictands)では、解析対象を385 地点にまで拡張した。ESD 手法として、統計式作成は 降水の有無を起点とし、降水以外の要素は降水日・無 降水日で異なる回帰推定式を用いた。また現在推定値 は、降水量は観測の月間降水日と降水強度で、他の要 素は現在推定値の平均と分散を観測値に合わせるスケ ーリング法で補正したこと、および気候モデル現在大 気要素からの推定では、観測統計値の最大最小を越え ないような補正を行ったが、それ以外、トレンドや変 動率等の上限設定は行っていない。

#### 3. 結果と考察

図1は、JRA55を大気循環の境界条件として得られ た重回帰式の説明変数となる CCA の空間パターンに、 CMIP5 モデルの現在値・将来値を入力して推定された 気候要素値の差を、GCM 直接出力値の将来変化と比較 した結果である。2.で示すように、トレンドを保持する ような操作は行っていないため、要素や季節により GCM 出力値と異なる傾向を示す。例えば冬季の ESD 予測降水量は GCM よりも最大 50%程度の過大評価、 夏季平均気温では 0.3~1.1℃の過少評価が見られた。

現在、入力・比較する気候モデル数を増加させ、分 散や極値とその出現頻度等の観点から、バイアス補正 手法等を用いた結果との比較を行っている。予備解析 の結果からこの ESD 手法は、トレンドの保持や人為的 な上限設定無しに、大気循環場の入力のみで力学的結 果と同等の精度を持ち、また降水量の増減が北太平洋 高気圧や梅雨前線の変動に関連している等、気候シス テム自体の変動傾向を用いた説明が可能である。



図1 冬(上)と夏(下)の平均気温(太線)、降水量 (棒)、日射量(細線)に関する ESD 予測結果(実線 /淡色)とモデル直接出力(破線/濃色)との比較。

\*本研究は主に文部科学省 SI-CAT の支援を受けた。 また CORDEX-ESD の共通実験プロトコルを参照した。 参考文献

 Nishimori, M. and A. Kitoh, 2006, Proceedings of the International Symposium on Disaster Management, Mar. 2006, Kochi University of Technology, Japan, 8p.

# 長野県伊那谷中部における春季の低温イベントの NHRCMによる再現性と将来変化

\*遠藤伸彦, 西森基貴 (農研機構·農環研)

# 1. はじめに

長野県伊那谷中部に位置する松川町・中川村・高森 町・豊丘村・飯島町では、リンゴ・ナシ・カキなどの 果樹栽培が盛んである.2019年5月にこれらの果樹が 強い放射冷却に伴う低温により霜害にあった.

本報告では, 農研機構・メッシュ農業気象データ(メ ッシュ)を用いて低温イベントの出現と霜害の対応関 係を検討し, さらに気象研究所 NHRCM による現在気 候再現実験ならびに 2 度上昇実験出力を用いて低温イ ベント頻度の将来変化を検討する.

#### 2. 低温イベントと霜害

長野県のとりまとめでは、当該町村では、霜害は4 月中旬頃から5月中旬頃に発生しており、平成の31年 間で18回の霜害が報告されている.一方、メッシュデ ータによると4月中旬から5月中旬に日最低気温が0℃ 未満であった日の頻度は霜害発生件数よりも多い.だ が、霜害のポテンシャルの将来変化を検討するという 観点からは、日最低気温が0℃度未満の日数を霜害の指 標とすることは問題にならないであろう.

#### 3. 霜害のポテンシャルの再現性と将来変化

NHRCM の時別出力から日本時 0 時を日界として, 日別最低気温をもとめ,各 3 次メッシュに逆距離荷重 法で内挿した.モデルと標高差に対して,100 m あたり 0.6℃の補正を行った.また居住地・田畑の存在するメ ッシュだけを抽出するマスクを作成した.

当該地域の果樹園が広がるある 1 メッシュにおける 日最低気温の頻度分布を例として図 1 に示す. NHRCM の過去再現実験はメッシュデータに比べると最頻値は ほぼ同程度だが、0℃以下の頻度が相対的に多い. 一方、 0℃以下の頻度が北部で多く、南部で少ないという空間 分布パターンは両者でよく似ている.

2℃上昇実験と過去再現実験の0℃以下の頻度を比較 すると、当該地域では標高が相対的に高い領域(北側) でより減少傾向が強い(図2)また現在でも0℃以下の 頻度が少ない領域南部では変化は小さい.ただし、過 去再現実験が低温バイアス気味であることから、日最



図1 伊那谷のある地点における日最低気温 の密度分布.実線,点線,破線はそれぞれ, NARO,過去再現実験,2度上昇実験.



図2 0℃以下の頻度の将来気候と現在気候の差の空間分布.

低気温にバイアス補正を施すと、将来気候では0℃以下 の頻度は著しく小さくなるものと推測されるが、霜害 が全くなくなるわけではなさそうである.

#### 謝辞

本研究は、文科省 SI-CAT の支援のもと実施された.

# エアロゾル間接効果の全球雲解像水惑星実験 \*堀田陽香・鈴木健太郎(東京大学大気海洋研究所)

#### 1. 研究の背景

エアロゾルが雲粒凝結核として作用することで雲粒 径を小さくし、雲の放射特性や降水特性を変える働き は間接効果と呼ばれる。間接効果が地球の放射収支に 与える影響は、将来の気候変化予測に大きな不確実性 をもたらしており、より正確に評価する必要がある。観 測データや数値モデルを用いた既存研究の多くは、領 域や雲タイプを限定した雲場についてエアロゾル擾乱 に対する応答を調べることで、間接効果の気候影響を 算定してきた。しかし間接効果の影響は、雲のおかれた 環境場や水雲から氷雲まで含めた雲の発達段階に依存 して符号を含めて異なり、複数の雲を含むシステムで は正味の影響が抑制されうることも指摘されている[1]。

特に地球の放射収支への影響を考える上では、エネ ルギー・水収支に制約が課された地球大気のシステム が間接効果にどのように応答するかについて、個々の 対流から総観規模、全球に至る様々なスケールでのフ ィードバックを含めて評価する必要がある。そこで本 研究では、局地的な間接効果の影響と、それが全球規模 の循環場や雲場に与える影響について調べることを目 的として、全球雲解像モデルを用いた理想化実験を行 なった。

#### 2. 実験設定

全球非静力学大気モデル NICAM[2]を水平解像度 14km で用いた。積雲対流スキームは適用せず、全ての 雲降水過程は1 moment スキーム[3] の微物理式で陽に 解いた。同程度の解像度・雲スキームを用いた先行研究 [4,5]では、水雲について間接効果がよく再現されてい ることが示されている。本研究では、人為起源エアロゾ ルによる間接効果に対する全球的な応答の理解を容易 にするため、両半球対称・東西一様の SST(赤道で 300K) を固定した水惑星の設定で、北半球中緯度の雲粒数濃 度 Nc を増加させる理想化実験を行なった。

具体的には、産業革命前の Nc を代表させるために全 球一様に 50 cm<sup>-3</sup> とした Cont 実験の他に、人為起源エ アロゾルの間接効果への応答を調べるために、北緯 30-60°で帯状に Nc を 2000 cm<sup>-3</sup>に増やした Nc<sup>+</sup>実験を行 なった。積分期間はそれぞれ3日間である。このような Ncの摂動が降雨生成過程と雲放射過程に影響すること を通じて、NICAM における間接効果が表現される。

#### 3. 解析結果

図1に、3日間の東西平均した Cont 実験における LWP と、NC<sup>+</sup>実験における LWP の変化を示す。Nc を 増やした北緯 30-60°では LWP が増加しており、降水 抑制作用が働いたと考えられる。特に低緯度側で変化 が顕著である。この期間に、他の領域での顕著な変化は 見られなかった。

大気上端での短波に対する雲放射強制力について、 図1と同様に cont 実験の値および NC<sup>+</sup>実験における変 化を解析した。地球を冷却する効果は最大で10 W/m<sup>2</sup> 程度強くなっており、変化の振幅は図1の LWP 変化に 対応して低緯度で大きくなっていた。

#### 4. 今後の展望

積分期間を数ヶ月に伸ばし、間接効果に応答した大 気が平衡に達した状態について、間接効果の影響を調 べる予定である。特にITCZの南北遷移など、雲粒数の 摂動を与えた地域以外への循環場の変化を介した影響 や、全球的なエネルギー収支への影響について評価す る。また異なる autoconversion スキームや、2 moment 雲 スキーム[6]を適用した設定で同様の実験を行い、間接 効果の気候影響を系統的に調べる。



図1 LWP について Cont 実験(実線、左軸) および Nc<sup>+</sup>実験から Cont 実験を引いた差分(破線、右軸)。

- [1] Stevens, B., and G. Feingold, 2009, Nature, 461, 607-613.
- [2] Satoh, M., et al., 2018, Prog. Earth. Planet. Sci, 5, 67.
- [3] Tomita, H, 2008, J. Meteor. Soc. Japan, 86A, 121-142.
- [4] Suzuki et al. 2008, Geophys. Res. Lett., 35, L19817.
- [5] Sato et al. 2018, Nat. Comm, 9, 985.
- [6] Seiki, T., and T. Nakajima, 2014, J. Atmos. Sci, 71, 833-853.

# 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(続報)

#### 西澤慶一(電力中央研究所)

#### 1. <u>はじめ</u>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、気候変化要因として、二酸化炭素などの赤外 放射効果(温室効果)だけでなく、各種エアロゾルの太陽 放射効果も考慮する必要がある。地球温暖化緩和シナリオ を検討するために、エネルギー収支モデル(熱力学的モデ ル)を駆動する際には、適切な強制力を与えることが肝要 である。そこで、気候システムの強制-応答関係を現実的 に表現できる『調節放射強制力』を適用し、多様な気候変 化要因が地球に与える強制力を総合的に見積もる方法を 考案した(2018年度秋季大会予稿集)。

本報告では、光吸収性のエアロゾル(黒色炭素など)の 調節放射強制力を、PDRMIPの複数の大気海洋結合モデ ルを用いた数値実験に基づいて表現して、得られた結果を 分析する。なお、調節放射強制力の簡易評価法に関しては、 前報で示したパラメーター化式に改良を加えた。

#### 2. 調節放射強制力の簡易評価法

大気の組成などが変化して、放射エネルギーの不均衡が 生じる場合を考えて、大気による放射吸収量の瞬間変化を  $\Delta Q$  (atm)、地表面による放射吸収量の瞬間変化を $\Delta F$  (sfc) とする。大気上端 (TOA)、地表面 (sfc)、大気 (atm) に 与えられる瞬間放射強制力に基づき、調節放射強制力を、 それぞれ、つぎようにパラメーター化表現する。

$$\begin{cases} \Delta F_{adj} (TOA) \cong \Delta F (TOA) - \frac{a}{2} \left\{ \Delta Q (atm) + 0.25 \Delta F (sfc) \right\} \\ \Delta F_{adj} (sfc) \cong \Delta F (sfc) + \frac{b}{2} \left\{ \Delta Q (atm) - 0.25 \Delta F (sfc) \right\} \\ \Delta Q_{adj} (atm) \cong \Delta Q (atm) - \frac{a+b}{2} \Delta Q (atm) - \frac{a-b}{2} 0.25 \Delta F (sfc) \end{cases}$$

ここで、係数 a と b の値は、様々な大気海洋結合モデルを 用いた数値実験の結果に基づき、それらのばらつきを考慮 して決められる。

#### 3. 光吸収性エアロゾルの調節放射強制力

デルタ2ストリーム近似の太陽放射伝達モデルを用いて、 平均的な雲がある大気条件で、黒色炭素エアロゾルの瞬間 的な放射強制力を評価した。さらに、調節放射強制力を、 パラメーター化式に基づいて見積もった(図1)。ただし、 大気海洋結合モデルの種類によって異なる、係数 a と b を 適用して評価した。

瞬間放射強制力は、エアロゾルが入射太陽光を強く吸収 する場合、大気上端と地表面で符号が異なる。両者の差に 相当する太陽放射エネルギーは、大気中で吸収されている ので、大気の温度、水蒸気量、雲の状態などが速やかに調 節される。また、陸面の温度なども調節される。

一方、大気上端での調節放射強制力は、大気および陸面 の速い調節を考慮した結果、瞬間放射強制力と比較して、 相当に縮小されていた。瞬間強制力に対する調節強制力の 比率は、大気海洋結合モデルの種類によって異なっていた が、図1のモデル平均では、約43%であった。

#### 4. まとめ

エネルギー収支モデルを適切に駆動するために、光吸収 性エアロゾル(黒色炭素など)の調節放射強制力を、簡易 的に見積もるパラメーター化式を考案した。この式を適用 して、黒色炭素の調節放射強制力を見積もったところ、瞬 間放射強制力と比べて小さくなることが示唆された。した がって、黒色炭素が地球を温暖化する効果が、実際には、 あまり大きくない可能性がある。



図1 光学的厚さ0.05の黒色炭素エアロゾルの放射強制力の見積もり。太陽天頂角60°、地表面アルベド0.15の条件で 全モデルに共通して与えられた瞬間放射強制力と、各モデルで速い調節後に推定される放射強制力を比較した。ただし、 エアロゾル粒子の単一散乱アルベドは0.2、散乱の非対称因子は0.7と仮定されている。 エルニーニョ後の北西太平洋における太平洋高気圧活動 \*森井洋・佐藤正樹(東京大学大気海洋研究所)

# 1. はじめに

東アジア、東南アジアの夏季モンスーンは北西太平 洋における太平洋高気圧活動と深く関係している。こ れらの地域の夏の降水量や台風による影響は、北西太 平洋における太平洋高気圧の張り出しの強さによって 年により大きく異なる。一般に、エルニーニョ後の夏 に高気圧の張り出しが特に強くなることが知られてお り、それには主に局所的な大気海洋相互作用[1]や、イ ンド洋の SST が影響している[2]と言われている。

本研究では、再解析データを用いて太平洋高気圧が 張り出すときの循環場やSSTの特徴について考察し、 先行研究で指摘されている特徴について再考した。

#### 2. 使用したデータ、解析方法

本研究で使用したデータは、再解析データは ERA5、 海面水温データは HadiSST、降水データは GPCP であ る。データは全て月平均のものを使用した。

解析では 1979-2017 年の 39 年間について調べた。図 1 では JJA 平均 850hPa 高度とその標準偏差を示してい る。Wang et al. 2013[3]に倣い、図 1 での黒枠 (15°N-25°N, 115°E-150°E) における 850hPa 高度偏差を、太平 洋高気圧の西への張り出しの指標として用いた。この 指標(以下NPSHIと表記)の大きな上位6年に関してコ ンポジット解析を行った。



図 1: JJA の 850hPa ジオポテンシャル高度の気候値(陰 影)および標準偏差(等値線)。黒枠が index で用いた領域。

# 3. 結果

図2にNPSHIの大きい上位6年のコンポジット解析 の結果を示す。上位6年のうち、4年がエルニーニョ からラニーニャに遷移する年であり、図2ではこれら の年の特徴を主に反映した SST 分布になっている。こ こで見られる、冬から初夏にかけての北西太平洋 SST 低温偏差や、冬から夏にかけて見られるインド洋 SST 高温偏差は先行研究と整合的である。北西太平洋の SST 低温偏差は、ロスビー応答としてその北西側に高 気圧偏差をもたらし、インド洋のSST 高温偏差は、ケルビン波に伴う東風偏差によって北西太平洋の高気圧性の渦度を強化すると考えられている。

今後は、これらの太平洋高気圧強化のプロセスの定 量的な寄与について、大気海洋相互作用の視点から結 合モデル等の数値シミュレーションを用いて調べ、議 論したい。



図2: JJA 平均 NPSHI(本文参照)の大きい上位6年のコ ンポジット。SST 偏差(陰影)、850hPa 風偏差(矢印)、 850hPa 高度偏差(等値線)。風偏差は有意水準5%で有意 と判断されたもののみ表示。点はSST 偏差で有意であ る地点を表す。

# 4. 参考文献

[1] Wang, B., R. G. Wu, and T. Li, 2003: J. Climate, 16, 1195–1211.

[2] Xie S-P, et al. (2009) J Climate 22(3):730-747.

[3] Wang, B., B. Q. Xiang, and J.-Y. Lee, 2013: Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 110, 2718–2722.

# 大規模アンサンブルデータを用いた日本域の極端降水の将来変化

\*岡田靖子・藤田実季子・杉本志織・川添祥・渡辺真吾 (海洋研究開発機構)

## 1. はじめに

地球温暖化の進行とともに降水量は増加し, 降水現象の極端化が報告されている.極端現象 は低頻度であるためサンプル数が少なく,統計 的に確度の高い情報を得るには不十分である. そこで,不確実性を考慮した大規模アンサンブ ルデータベース d2PDF /d4PDF (Fujita et al., 2019; Mizuta et al., 2017)を用いて,日本域に着 目し,極端な降水に関する将来変化について解 析を行った.

### 2. データ

使用した d2PDF/d4PDF の領域実験は、日本 全域を対象として、水平解像度約20kmの気象 庁気象研究所非静力学地域気候モデル

(NHRCM20)を用いて行われた.境界値には, d4PDFの水平解像度60kmの気象研究所全球大 気モデル MRI-AGCM3.2の結果を使用した.過 去実験は1951~2010年,将来実験は産業革命以 前より全球気温が2℃昇温(近未来)および4℃ 昇温(世紀末)した場合を想定している.将来 の海面水温(SST)はCMIP5の6種 SST 将来変 化の空間パターンを与えている(Mizuta et al., 2017).本研究では,過去実験は60年×48メン バー,将来実験は各60年×48メンバー(2℃お よび4℃昇温実験:6種 SST×8メンバー)を使 用する.

# 3. 結果

近未来気候および世紀末気候において、日本 のほぼ全域で年最大日降水量は増加すること が予測される(図1).特に世紀末気候では、 九州西部や北日本の日本海側で他地域に比べ 大きく増加する傾向にある.一方で、西日本の 日本海側では顕著な変化が見られない.

日本列島の陸上において全国平均した平均 降水量および年最大日降水量の変化率を調べ た(図2a).図中の点線は全球平均海面水温昇 温量1K当たりの降水量が増加する割合7%/K, 14%/Kを示す.全国平均において平均降水量は 近未来および世紀末において明確な違いは見 られない.一方,年最大日降水量は概ね線形に 増加することが分かる.全国平均と同様に,鳥 取について図2bに示す.特定の地域の不確実 性は全国平均に比べ大きい.平均降水量は将来 気候において減少傾向にあり,特に世紀末気候 では明瞭に減少しているのが分かる.また,年 最大日降水量について,近未来と世紀末で増加 の程度がほぼ同等であることが分かる.この傾 向は,西日本の日本海側の地域で顕著である.

発表では、日本域の極端降水の将来変化の地 域的な傾向やその要因についてより詳細に紹 介する.



図1.日本付近の過去実験に対する将来実験の年最大 日降水量の変化率.(a)2℃昇温実験,(b)4℃昇温実験 の変化率.



よび年最大日降水量(灰)の変化率と不確実性の幅. (a)全国平均,(b)鳥取.

### 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(SI-CAT)」のもとで実施され た.本研究では、文部科学省「気候変動リスク 情報創生プログラム」のもと作成された d4PDF を使用した.

# サヘルの対流変動が駆動する北半球大気循環パターン \*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

サヘルは、 北アフリカのサハラ砂漠南縁部に位置す る半乾燥地帯である.海上や赤道直下の地域と比較し て,非常に背の高い対流が立つことが知られている[1]. サヘル対流の経年変動は、北大西洋振動 (NAO)の変 調を介して、ヨーロッパの気候に影響を与えることが 示唆されている[2]. このような熱帯地域のモンスーン 対流と中緯度の気候の関係として、日本付近でよく知 られているのが Pacific-Japan (PJ) パターン[3]である. さらに、PJ パターンの波列は太平洋沿岸に沿って北米 にまで達することが示されている[3]. 再び、サヘルの 対流変動が中緯度側へもたらす影響に着目すると, PJ パターンのように、より遠隔的な地域への影響を調べ た研究はない. そこで本研究では、サヘルの対流変動 が駆動する大気循環パターンを広く北半球規模で解明 することを目的とする. これにより, テレコネクショ ンパターンの新たな励起源の発見につながる可能 性がある.

### 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、その他大気場のデータには気象 庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)を使用した.それ ぞれ月平均データを 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 領域平均し作成したインデックスと大気場データとの 回帰計算を行った.さらに、サヘルの対流活動による 熱源に対する定常応答を確認するため、線形傾圧モデ ル(LBM)[4]による実験を行った.後述の回帰分析の 結果を参考に、サヘル領域の 400hPa 面を中心に 1K/day の熱源を与えた.

### 3. 結果

サヘルが雨季にあたる 6-9 月について解析を行った. 各月のOLRインデックスを同時月のジオポテンシャル 高度場に回帰すると, 6, 9 月の場で北半球中高緯度に 連なる顕著な波列パターンが見られた(図 1).また, 波列パターンが 1 カ月のラグをもって現れる場合もあ る(図省略).これらの関係は熱帯海洋の影響とは独立 である(図省略).さらに,各月のLBMの結果におい ても波列パターンが現れ、回帰分析の結果と整合的で ある(図2).以上のことから、雨季の最盛期を除き、 サヘルの対流変動が北半球中高緯度における波列パタ ーンを駆動することが示唆された.なお、その力学過 程には、松野・ギル応答[5][6]と定常ロスビー波の輸送 が関係していると考えられるが、詳細は現在解析中で ある.これについては、発表当日に結果を紹介したい.

#### 参考文献

- Liu C. and Zipser E. J., 2005, J.Geophys. Res., 110, D23104.
- [2] Gaetani.M., et al., 2011, Geophys.Res. Lett., 38, L09705.
- [3] Nitta T., 1987, J. Meteorol. Soc. Jpn., 65, 373-390.
- [4] Watanabe M., Kimoto M., 2000, J. Meteorol. Soc. Jpn., 126, 3343–3369.
- [5] Matsuno T., 1966, J. R. Meteorol. Soc. Jpn., 44, 25-42.
- [6] Gill A. E., 1980, Quart. J. R. Met Soc., 106, 447-462.



図 1.9月 OLR インデックスと9月 300hPa 面ジオポテン シャル高度場との回帰.緑枠で囲った領域が本研究で定義 したサヘル領域.

等值線:回帰係数(m),色:有意水準90%以上



図 2. LBM 実験(サヘルに熱源)による結果. 9月 300hPa 面.線,色:ジオポテンシャル高度の変化量(m)

# 北半球冬季大気場へのベーリング海海氷の影響

\*飯田瑞生, 杉本周作, 須賀敏雄

(東北大学大学院理学研究科)

# 1. はじめに

北太平洋極域での海氷の量は大きな経年変動を示 す。Lee et al (2015)は、AGCM実験を行い、極域の氷、 特に北太平洋北部における氷分布が偏西風の蛇行の 大きさを変える可能性を示唆した。

北太平洋北部の海氷分布変動は、海域毎に異なる ことが報告されている(Onarheim et al., 2018)。そこ で、本研究ではベーリング海に着目し、冬季におけ るベーリング海の海氷変動が北半球の大気大循環お よび中緯度域へ及ぼす影響について調べた。

### 2. データ・解析手法

使用した海氷密接度,および大気データは、JRA-55 再解析データ(Kobayashi et al., 2015;月平均値、解 像度 1.25°×1.25°)である。ベーリング海(東経 130 °~160°、北緯 35°~50°)で領域平均した海氷密接度 を算出し、12 月~2 月の冬季平均値を冬季ベーリン グ海海氷時系列とした。解析期間は 1979/80 年から 2017/18 年までの 39 年間である。また、冬季ベーリ ング海海氷時系列が1 標準偏差以上の年(多氷年) と-1 標準偏差以下の年(少氷年)を抽出し、合成図 解析を実施した。

#### 3. 結果

図 la の合成図解析結果から、有意な信号はベーリ ング海のみで得られることがわかる。これは、ベー リング海の海氷変動は他の海域と連動していないこ とを意味するであろう。

続いて、ベーリング海海氷変動に伴う大規模大気 大循環構造を調べた。図 1b は 500hPa ジオポテンシ ャル高度(Z500)の合成図解析結果を表す。この図 より、多氷年にはベーリング海周辺に低気圧差、北 米大陸の北部に高気圧偏差が卓越している。そして、 wave activity flux (Takaya and Nakamura 1997, 2001)を 用いて気圧間の関係を評価した結果、ベーリング海 と北米大陸上の気圧偏差は停滞性ロスビー波で関連 づけられることがわかった。

この大気大循環構造は偏西風の蛇行に寄与するのであり、北太平洋中央部から北米大陸にかけての広

範の気候変動に影響するといえよう。

本研究で抽出された大気パターンが、既存のもの と対応するか検証を行った。その結果、冬季ベーリ ング海海氷時系列は、Pacific/ North American pattern、 West Pacific pattern、Nino3.4 index、North Pacific Index 等と有意な相関関係は得られなかった。

以上より、ベーリング海海氷は北太平洋中緯度の 大気大循環と関係があることがわかった。しかしな がら、現時点では大気と海氷のどちらが先導してい るのかは同定できていない。そこで、発表では、線 形傾圧モデル(LBM)を用いたベーリング海海氷変 動に伴う熱源実験結果を紹介し、上記課題について 議論・考察を加える。



図1, ベーリング海海氷時系列に対する合成図解析 結果(多氷年一少氷年)。(a)海氷密接度、(b)500hPa 面高度(実線:正、破線:負)。斜線は有意水準 5% で有意である領域を表す。

- [1] Lee, M., et al., 2015, C, Geophys. Res. Lett., 42,1612-1618.
- [2] Onarheim, I., et al., 2018, J. Climate, 29, 4917-4932.
- [3] Kobayashi, S., et al., 2015., J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48
- [4] Takaya and Nakamura 2001., J. Atmos. Sci., 58, 607-627.

# バングラデシュにおけるプレモンスーン降水をもたらす総観場

○村田 文絵 (高知大理), 寺尾 徹 (香川大教育), 山根 悠介 (常葉学教育), 木口 雅司 (東大生産研), 福島あずさ (神戸学院大), 田上 雅弘 (芝浦工大), 林 泰一 (京大東南ア研),

井上知栄,松本淳(首都大)

### 1. はじめに

バングラデシュではモンスーン季に先立つ 3-5 月から雨が降ることが知られている。降水システム はしばしば突風や降雹, 竜巻等を伴う。被害が報告 されたシビアストームの発生日と非発生日の比較 は Yamane et al. (2010ab, 2013)等で行われてい るものの, 一般にプレモンスーン降水がどのような 総観場で発生するのかについての解析は行われてい ない。そこで本研究は「過去120年間におけるアジ アモンスーン変動の解明」(科研費基盤S・松本淳 代表)で整備されたバングラデシュの日降水量デー タを用いてプレモンスーン季降水に着目した解析を 行う。

# 2. 用いたデータ

バングラデシュ気象局の観測点全 23 地点の降 水データが揃っている 1989-2016 年の期間におい て pentad 雨量を作成し, プレモンスーン季 (3-5 月) に対応する pentad13-30 を解析に用いた。EOF 解 析結果 (2019 年春学会 P219 参照) のうち, 地点平 均降水量の多少に対応する EOF1 が 1 以上の期間 (pentad 降水量 35mm 以上に相当)の気候値からの 偏差のコンポジットを作成した。使用した再解析 データは JRA55 である。

# 3. 結果

図1にバングラデシュにおいてプレモンスー ン降水が観測された期間の 500hPa 流線関数偏差, 925hPa相当温位偏差,可降水量偏差のコンポジット を示す。過去のプレモンスーン降水に関する研究と 合致して 500hPa にトラフがある時に降水が起りや すいことを示す。また 925hPa 相当温位偏差をみる とインド東岸沖の相当温位が高く、この時期850hPa より下層にみられるインド亜大陸上の熱的低気圧の 形成に伴う南よりの風が暖かく湿っていることも降 水をもたらす条件と考えられる。風や水蒸気フラッ クスには有意な変化はみられなかった。一方プレモ ンスーン降水が観測される期間はインド洋からイン ドネシア域にわたって 925hPa 相当温位が有意に高 く,可降水量もインドネシア域にわたって有意に高 かった。この点について ENSO 等との関係の観点 からも解析予定である。



図 1: 上から 500hPa 流線関数偏差, 925hPa 相当 温位偏差, 可降水量偏差の分布 (5%有意水準で各 pentad の気候値からの差が有意な所のみ) を示す。

# 陸域統合モデル MIROC-INTEG による 将来の水資源・食料・エネルギー・土地利用予測

\*横畠徳太(国環研),木下嗣基(茨城大学農学部),櫻井玄(農研機構),

Yadu Pokhrel (Michigan State University), 伊藤昭彦(国環研),

佐藤雄亮(国環研),加藤悦史(エネ総研),岡田将誌(国環研),

花崎直太(国環研),新田友子(東京大学大気海洋研),江守正多(国環研)

#### 1. はじめに

気候変動は、食料のための作物生産や農業のための 水の利用など、様々な人間活動や自然生態系に影響を 与える。この一方で、人間活動は、自然生態系に影響を 与えることなどを通して、気候変動の起こり方(変化の 大きさや地理分布) に影響する。 例えば、人間活動に起 因する土地利用の変化は、二酸化炭素排出吸収のバラ ンスや地表面状態を変えることを通して、気候変動の 振幅や分布に影響を与えることが知られている。この ため、自然環境システムと人間活動との相互作用を考 慮しながら、将来予測を行うことの重要性が指摘され てきた。私たちは、全球の気候モデルに陸域生態系・水 資源・作物・土地利用モデルを結合した陸域統合モデル MIROC-INTEG (MIROC INTEGrated Terrestrial Model) の開発を進めてきた。モデルによって様々な気候・社会 経済シナリオのもとで将来予測を行うことにより、将 来の水資源・食料・エネルギー・土地利用の間の相互連 関を考慮しつつ、気候変動によって生じる様々な問題 について評価することが可能である。

#### モデルと数値実験

MIROC-INTEG [1]では、全球気候モデル MIROC5.0 [2]において、陸面モデル MATSIRO だけを実行させる [3]。この MIROC 陸面モデルに、陸域生態系モデル VISIT [4]を結合させる。さらに、全球陸面-水資源モデ ルHiGWMAT [5]、作物モデルPRYSBI2 [6]を利用する。 HiGW-MAT は、MIROC で用いられている全球陸面モ デル MATSIRO に、河川からの取水などによる灌漑や 貯水池操作などの人間活動を記述したモデルである。 また、PRYSBI2 では、4 穀物(小麦・米・大豆・とう もろこし)の収量を計算することができる。これに加え て、私たちは人間による土地利用を記述する土地利用 モデル Terrestrial Landuse MOdel, TeLMO [1]を開発し、 これを MIROC-INTEG に結合する。TeLMO では、グ リッドにおける農地(穀物およびバイオ燃料作物)、牧 草地、森林(管理および非管理)面積と、これらの土地 利用の間の遷移を計算することが可能である。陸面で の気候・人間活動を計算する MIROC-INTEG に対して、 代表的濃度経路(Representative Concentration Pathways, RCP) および共通社会経済シナリオ(Shared Socioeconomic Pathways, SSP)のもとで計算を行った。

#### 3. 結果と議論

MIROC-INTEG による将来予測の結果を図に示す。計 算では、気候変動影響評価部門横断モデルプロジェク ト (Intra-Sectoral Impact Model Inter-comparison Project, ISIMIP)で利用されている、5つの全球気候モデルの結 果を利用する。将来の二酸化炭素濃度と気候変動によ って作物収量が変化すること、また社会経済の変化に よって食料やバイオ燃料作物需要が変化することで、 将来の土地利用が決まる。RCP2.6 では、より多くのバ イオ燃料農地が必要であり、RCP8.5 では、気候変動に よる作物生産性の減少が生じる場合には、より多くの 食料農地が必要となる。



図 MIROC-INTEG によって計算した (a) 食料, (b) 食料+バイオ燃料作物農地面積の時系列。全球陸地面 積に対する農地面積の割合で表示。RCP2.6(青), RCP4.5 (緑), RCP6.0(黄), RCP8.5(赤) での結果。社会経済シナ リオは SSP2 を利用した。

- [1] Yokohata et al. 2019, submitted to Geosci. Model. Dev.
- [2] Watanabe et al. 2010, J. Climate 23, 6312-6335.
- [3] Nitta et al. 2014, J. Clim., 27, 3318–3330.
- [4] Ito and Inatomi, 2012, Biogeosciences, 9, 759-773.
- [5] Pokhrel et al., 2012, Journal of Hydromet., 13, 255-269
- [6] Sakurai et al. 2014, Scientiric Reports, 4, 4978.

# 日本の冬季極端天候に及ぼす MJO の影響

\*高橋千陽1,今田由紀子2,渡部雅浩1 (1:東大大気海洋研, 2:気象研)

#### 1. はじめに

MJO は熱帯のみならず、extratropicsの降水や気 温パターンに影響を及ぼす事が報告されている。特 に数日~2 週間程度の天候変化に対する影響は大き いと考えられ、extreme events の発生確率に対する MJO の影響可能性を定量化する事が重要である。日 本は中国大陸の西に位置するため、特に冬季モンス ーン時、日本海側と太平洋側で天候の差が明瞭とな るが、MJO がどのようにその発生確率の変化に影響 するかは、良く分かっていない。本研究では、東ア ジア域の気温と降水の extreme events の発生に対 する MJO の統計的影響を、特に地形分布の違いに 注目して調べた。さらに大規模アンサンブル実験デ ータを用いて、これらの温暖化による変化を考察す る。

# 2. データと解析手法

観測データとして、APHRODITE (0.25 度格子、 アジア域)、アメダス(日本域)、他に JRA55 や OLR を用いた。また d4PDF global、regional データセ ットを用いた。extreme rainfall (cold) event は、 気候学的な 95th (5th)パーセンタイル値以上(以下) の降水(地上気温)偏差により定義し、全日数に対 する MJO の各位相におけるそれらの発生頻度の割 合変化を求めた。解析期間は、1980-2015年(d4PDF +4K 増実験は 2081-2010 年)の冬季 DJF である。

#### 結果と考察

日本を含む東アジア域の extreme event 発生確率 は、MJOの位相変化に伴い明瞭に変化する(図1)。 Cold extreme の発生割合は、日本域(特に北日本) と中国大陸北部において Phase 6 で最も増加し、 Phase 2 で最も減少する (図 1a,b)。この変化は、 MJO による温度移流の変動に起因する。Phase 6 で は大陸からの冷気移流が強化されるが、Phase 2 で は抑制されるためである。Rainfall extreme event の 発生頻度には、領域的(地理的・地形分布)な差異 が明瞭に見られた(図1c,d)。大陸南東部と日本の太 平洋側では Phase 2 に増加し、日本の日本海側や北 海道ではPhase6に増加する。この様な違いは、MJO による水蒸気フラックス収束の変動に起因する。 Phase 2 では、南西風に伴う水蒸気フラックス収束 が太平洋側で強化し、そこで extreme rainfall をも たらすが、Phase 6 では抑制される。日本海側の冬

季降水に関しては、降雪割合が大きいため、d4PDF データを用いて extreme snowfall の発生頻度変化 を同様に解析した(図 2)。その発生頻度は、特に Phase 6 (Phase 2)において、日本海側で明瞭に増加 (減少)が見られ、観測の extreme rainfall の変動 と整合的である。extreme snowfall の増加は、MJO による日本海からの冷湿流強化が要因であると言え る。発表では、温暖化により、MJO に伴う気温、降 水の extreme events の発生頻度がどのように変化 するかについての結果も示す予定である。

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」の補助を受けて実施された。



図 1: MJOの Phase2と Phase6 における(a,b) cold extremes, (c,d) extreme rainfall 発生確率の割合 変化。コンター(実線が正)は、Intraseasonal 850hPa 気温(a,b)と比湿偏差(c,d)。 ベクトルは 85hPa 風速偏差。



図 2: d4PDF による MJO (a) Phase 2 と(b) Phase 6 における extreme snowfall 発生確率の割合変 化。コンター (実線が正)は、Intraseasonal SLP、 ベクトルは地上風偏差。

# DSJRA-55 データによる東海〜関東南岸域で発生する収束線の統計解析及び年々変動について

\*鈴木信康(立正大・院),渡来靖(立正大)

#### 1.はじめに

寒候期の日本列島では収束線によって筋状の積雲列が 形成されている. その中でも東海から南関東にかけて形成 されるものは、形成域によって「房総前線」や「駿河湾収 束線」などと呼ばれる.積雲列を伴った収束線は、移動を 伴いながら周辺地域に強風や降雨, 竜巻などの局地的な荒 天をもたらす.河村(1966)では、中部日本における地上 気象観測データをもとに冬の地上風系を調べたところ、地 上風の流線は主に4種類に分類され,それぞれの型におい て太平洋岸での収束線の形成域が異なることが示された. 渡来・鈴木(2018)では、1993~2012年の寒候期におい て収束線の出現頻度について調査を行い, 主に 12~3 月 に出現しやすいことが示されたが、年によっては11月や 4月にも発生している可能性があるため、年間を通した調 査が必要であると考えられる. そこで本研究では, 高分解 能な長期データを用いて,東海~関東南岸域で形成される 収束線の出現域の特徴や,年々変動による出現域の変化に ついて調査した.

#### 2.データおよび解析手法

本研究では、JRA-55 領域ダウンスケーリング(DSJRA-55) データを用いた(Kayaba et al. 2016). DSJRA-55 と は、JRA-55(気象庁 55 年長期再解析) データを初期値と して、気象庁現業メソ数値予報モデル(MSM)により 1 時間間隔、水平分解能 5km 格子にダウンスケーリングさ れたデータであり、日本周辺のメソスケール現象の気候特 性を把握するために有用である.ただし、計算時のスピン アップの影響などにより、MSM の 6~12 時間予報程度の 誤差を含む.解析期間は 1993~2012 年の 20 年間とした.

収束線の出現頻度を調べるにあたり, DSJRA-55 の地上 10 m 水平風速データ(*u*, *v*)を用いて,次式(1)より水平 発散値D

$$D = \frac{1}{a\cos\theta} \left[ \frac{\partial u}{\partial\lambda} + \frac{\partial(v\cos\theta)}{\partial\theta} \right] \cdot \cdot \cdot (1)$$

を求め, *D* < 0のときを収束域として調査する.ここで, *a*は地球の平均半径, *λ*, *θ*はそれぞれ経度, 緯度である. **3.結果** 

1~12 月の各月毎に強い収束 ( $D < -1.0 \times 10^{-4}s^{-1}$ ) の月別平均出現頻度を算出した. 5~10月では強い収束の 出現頻度が4%にも満たなかったが、11~4月において 4%以上の出現率が確認された.図1に、高い出現率が見 られた11~4月の強い収束の出現頻度と出現域を示す. 12~3月にかけて、遠州灘~房総半島の沖合で5%を超え る出現頻度の領域が南東方向に延びており、収束線が頻出 していることが示唆される.平均では伊豆半島付近から南 東に高頻出の中心軸が伸びており、1~2月には約10%に 達している.図2では、各年月別の収束の出現頻度の標準 偏差を示す.各月において広域で約5%の偏差が見られ、 駿河湾周辺においては8~10%の割合で偏差が高く、年に よって収束域の出現が高頻出になることが示唆される. 収 束域の形成は渡来・鈴木(2018)より,上空の地衡風向に より出現域が変化する傾向が示されており,上空の地衡風 向の出現頻度の変動と出現域の変動に関係があることが 確認された.この収束域の年々変動が生じる要因について は今後調査が必要である.

謝辞: DSJRA-55 データセットは気象庁により作成され たものであり、文部科学省の委託事業により開発・運用 されているデータ統合・解析システム(DIAS)の下で収 集・提供されたものである.

#### 参考文献

- 河村, 1966: 中部日本における冬の地上風系-とくに冬の 季節風に関連して-. 地理学評論, **39**, 538-554.
- 渡来・鈴木,2018: DSJRA-55データによる東海〜関東 南岸域に発生する収束線の統計解析.2018年度秋季大 会発表要旨集,日本地理学会,**522**
- Kayaba *et al.* 2016: Dynamical regional downscaling using the JRA-55 reanalysis (DSJRA-55). *SOLA*, **12**, 1-5.



図1 1993年~2012年の20年間における強い地上風収
束(D < -1.0×10<sup>-4</sup>s<sup>-1</sup>)の月別出現頻度[%].各
図左上の英語は月を示す.



図 2 11~4 月における強い地上風収束の (*D* < -1.0× 10<sup>-4</sup>s<sup>-1</sup>)の月別標準偏差[%]. 各図左上の英語は月 を示す.

# 温室効果の模式図の理解を助ける実験教材

\*関 隆則 (日本気象予報士会)

### 1. はじめに

一般の人に温室効果を説明するには温室効果気体の 赤外線吸収・射出と、太陽からのエネルギーの流れの 模式図に関する実験教材が必要である。今回はエネル ギーの流れを確認する教材について報告する。

#### 実験の目的

温室効果の解説で使われる模式図の一例を図1に示 す。右図に示す温室効果気体は、地面が放射した赤外 線①を吸収し、再放射②によって地面を加熱する。こ うした温室効果気体の役割を温室模型の実験によって 確認する。



#### 図1 温室効果の模式図

#### 3. 実験方法

身近な機材で温室効果気体の再放射(図1の②)を 確認することは難しい。実験では可視光を透過し、赤 外線を吸収・射出するプラスチック板(プラバン)を 温室効果気体とした。図2に装置の機能図を示す。



### 4. 実験装置と結果

図3は実験装置である。温室に対応した断熱容器を、 赤外線を透過するポリエチレンラップで閉じてある。 温室効果を確認する実験3ではラップの内側に赤外線 を吸収・射出するプラバンを挿入。断熱容器の真上の 白熱電球を10分間点灯し、1分間隔で温度変化を記録 する。図4は各実験による温度変化の違いを示す。

実験1 (open):断熱容器の蓋を外した状態、温室なら屋根を解放した状態。温度上昇は約4℃。

実験2(ポリエチレン): 容器内外の空気の出入りは ほぼないが、赤外線の透過がある状態。温度上昇は約 28℃。日中における極薄膜の温室の保温機能である。

実験3(プラバン):ポリエチレンラップの内側にプ ラバン(赤外線を吸収し再放射をする)を挿入すると、 更に8℃温度上昇。この上昇分はプラバンによる効果で、 温室効果気体の働きとして説明できる。

実験4:プラバンやポリエチレンラップを通して氷水(ほぼ0℃)の温度を放射温度計で測定。周囲温度21℃において、ポリエチレンラップを通した時は1.5℃でラップは赤外線に対しほぼ透明であるが、プラバンを通した時は19℃で赤外線に対しほぼ黒体である。



図3 実験装置の外観(プラバン挿入前)





### 5. まとめ

可視光を通し、赤外線を吸収・射出するプラスチ ック板(プラバンなど)を大気中の温室効果気体の 役割として実験した。実験3を温室効果の説明に使 っていきたい。

# 総観場の不確実性を反映したメソ特異ベクトルの計算 小野耕介(気象研究所)

## 1. はじめに

気象庁ではメソモデル (MSM) による予測の不確実 性等の情報を提供するために、メソアンサンブル予報 システム (MEPS) の運用を開始した。MEPS の初期摂 動生成法には、下層水蒸気場の不確実性を捉えること を目的にメソ特異ベクトル(MSV)法が採用されてい る。MSV は気象庁非静力学モデルをベースとしており、 豪雨等の顕著現象予測の不確実性を捉えるために有効 である[1]。その一方、MSV は個々が空間的に局在化し た構造を持ち、さらに水蒸気場に敏感であるため、 MSM 予報領域で計算を行うと、日本の南海上に集中し て算出される[2]。この特性はノルム等の設定に対して robust であるため、南海上以外の予報領域において MSV を算出するには、ターゲッティング[3]が必要とな る。しかし、複数領域のターゲッティングを行う場合、 領域毎に Lanczos 法によるモデルの繰り返し演算を必 要とするため、計算コストが高くなる。

そこで MSV 計算に、全球アンサンブル予報システム (GEPS)から得られる総観場の不確実性についての情報を利用することで、現状日本の南海上に偏る MSV を、 総観規模擾乱周辺に優先的に算出できないか試みた結 果について報告する。

#### 2. 手法と実験設定

GEPS の予測結果から、MSV の評価時間に対応する 時刻から13メンバーの摂動を抽出する。GEPS 摂動を MSV 計算格子に内挿後、エネルギーノルムを利用して 規格直交化する。得られる正規直交基底は、総観場の不 確実性を反映した部分空間を張る。

次に MSV 計算にでは、この部分空間において評価時間のノルムを評価する。通常の SV 法では、評価時間に成長率が最大となるよう、以下の摂動x<sub>0</sub>のノルム||・||を 最大化する。

#### $\|TMx_0\|$

Mは接線形モデル、Tはターゲッティングを表す演算子 で、Tによりノルムの評価領域を制限している。本研究 では、Tを実空間上の射影演算子から、GEPS 摂動が張 る位相空間上の部分空間への射影演算子へ変更する。

実験は、初期時刻 2018 年 7 月 2 日 18UTC の台風 7 号の事例であり(図1)、MSV は水平解像度 40km・鉛 直 38 層・評価時間 6 時間として計算を行い、CTL は現 業設定[4]による MSV、TEST は GEPS 摂動による部分 空間を利用した MSV を表す。

#### 3. 結果

図2に CTL 及び TEST 実験における MSV を示す。 CTL では台風南側の降水バンド及び太平洋高気圧の南



図 1 2018 年 7 月 3 日 00UTC の MSM による 6 時間予報値と速報天気図。



図2 評価時間における CTL (上) と TEST (下) の SV01-05 の最大値で規格化した鉛直積算エネルギー分布。

東縁に MSV が算出されている。一方、TEST では CTL 同様に台風南側のバンドに対応した MSV が算出され るとともに、台風中心付近、停滞前線に対応した降水域 にも MSV が算出されており、MSV の南海上への偏り が改善している。

また 5 つの SV の平均線形成長率は CTL が 5.32、 TEST が 5.36 とほぼ同等であった。TEST に着目すると、 線形・非線形成長率の差は最大でも1程度とほぼ同等で あり、Similarity も高い。本事例を含む14事例において、 線形・非線形成長の乖離は見られていない。したがって、 一般的に行われる SV の検証では問題がないと考える。 なお TEST 実験では、部分空間における成長率・ Similarity も計算可能であり、詳細は発表時に報告する。

#### 4. 課題

TEST 実験では5つの MSV を算出したが、このため に Lanczos 法では20の基底を生成している。これは部 分空間の GEPS 基底数の13より多いが、正常に計算は 行われている。GEPS 摂動は空間スケールが大きいため、 GEPS 部分空間内に内在する MSV の数はそれより多い ためと考えるが、今後慎重に調査していきたい。

- [1] Saito, K., et al., 2011, *Tellus A*, **63(3)**, 445-467.
- [2] 小野, 2010, 数值予報課報告·別冊, 56, 93-104.
- [3] Hersbach, H., et al., 2000, Mon. Wea. Rev., 128, 3501-3519.
- [4] 小野, 2016, 数值予報課報告·別冊, 62, 100-113.

# NICAM-LETKF システムを用いた平成 30 年 7 月豪雨再現性の 解像度依存性について

\*寺崎康児, 三好建正 (理研計算科学)

### 1. はじめに

平成 30 年 7 月前半に、活発化した梅雨前線によっ て、西日本を中心に豪雨となり甚大な被害がもたらさ れた。豪雨による災害軽減のためには、その原因究明だ けではなく、より正確な予測が不可欠である。豪雨から 約1年が経ち、多くの研究がなされてきた。南から大 量の水蒸気輸送があり、また異常に発達したオホーツ ク海からの寒気流入があることで、梅雨前線を活発化 した。本研究では、全球大気データ同化システム NICAM-LETKF (Terasaki et al. 2017) を異なる 112km と 28km の 2 つの水平解像度で実験し、豪雨の再現性 についてオホーツク海高気圧からの寒気流入に着目し て比較した。

#### 実験設定 2.

本研究では、水平解像度 112km 及び 28km の NICAM-LETKF システムを使用した。112km 実験で は積雲パラメタリゼーション(診断型 Arakawa-Schubert スキーム)、28km 実験では雲微物理スキーム (1モーメントバルクスキーム)を用いた。アンサンブ ル数は32とし、共分散膨張手法は Relaxation To Prior Spread (RTPS) を用いた (α = 0.95)。同化した観測デ ータは従来型観測と改良型マイクロ波サウンダ

(AMSU-A) である。両水平解像度の実験ともに、ス

ピンアップのために平成 30 年 6 月 10 日 0000 UTC か ら6時間毎のデータ同化サイクルを開始し、7月2日 0000 UTC から1日おきに7月5日までを初期値とし た1週間のアンサンブル予測を行った。

#### 結果 3.

NICAM-LETKF システムによって予測された降水量 は、気象庁の観測データと比較すると過小評価されて いる(not shown)。梅雨前線に伴う豪雨の位置及び強度 について着目すると、28 km 実験は 112km 実験よりも 再現性が良かった(図1)。オホーツク海高気圧からの 寒気流入は、両実験ともに初期時刻が更新されるにつ れて予測が改善した。水平解像度と初期時刻の違いに よる解析結果から、台風7号から変わった温帯低気圧 の西側の北風成分が、オホーツク海高気圧の南下に寄 与していることが示唆された。梅雨前線の北側の対流 圈下層(925 hPa)の気温は、気候値と比較して 5~7℃ 程度低かった。7月2日0000 UTC 初期値のアンサンブ ル予測では、この対流圏下層の気温低下の予測精度が 悪く、オホーツク海高気圧の位置の予測が豪雨の予測 精度に影響与える要因の一つであったと考えられる。 参考文献

[1] Terasaki, K., and T., Miyoshi, 2017: Assimilating AMSU-A radiances with the NICAM-LETKF. J. Meteor. Soc. Japan, 95, 433-446.



図1 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC から 8 日 0000 UTC までの異なる初期値からの予測による 72 時間積算降水量の各ア ンサンブルメンバーにおける最大値。(a)-(d)は 28km 実験、(e)-(h)は 112km 実験である。

Maximum of 72 hours accumulated rainfall (2018/07/05/00Z - 2018/07/08/00Z)

# 特異値分解解析を利用した「全外し」を軽減するための アンサンブル初期摂動作成法の開発(その1)

\*瀬古 弘(気象研究所、海洋研究開発機構)、横田 祥(気象庁数値予報課、気象研究所)

#### 1. はじめに

令和元年 6 月から気象庁でメソアンサンブルの現業予報 が開始され、豪雨等の顕著現象の確率予報やより早い時刻 での予測を通じて、防災への貢献が期待されている。気象 庁現業のメソアンサンブル予報は、ある評価期間での成長 率が大きくなる誤差分布を抽出する特異ベクトル法を用いて 初期摂動を作成している。また、その他の初期摂動作成手 法として、過去の予報誤差の広がりを反映したブリーディン グ法や、さらにデータ同化も取り入れた局所アンサンブル変 換カルマンフィルタ(LETKF)という手法があり、平成 30 年の 西日本豪雨等で LETKF を用いた再現実験が行われている。

このように精力的に開発が進められているが、メソアンサン ブル予報について、顕著現象がどのメンバーでも予測でき ない「全外し」という問題があり、「全外し」を軽減する手法の 開発が望まれている。本研究は、LETKF によるアンサンブル 予報結果を用いて特異値分解解析を行い、得られた異質相 関マップを用いて、「全外し」を軽減する初期摂動を作成す ることを目的にする。ここでは、その第一段階として、異質相 関マップを摂動に与えたときの降水予報の変化を調べる。

## 2. 初期摂動の作成法

特異値分解解析で用いるアンサンブルメンバーに、 Yokota and Seko (2019) 印で得られた格子間隔 2 km、301 メン バーの LETKF で再現した西日本豪雨の事例を用いた。 2018年7月6日03UTCの大気場(Z4)と6時間後の雲物理 場(ZQ)を選択し、それらの相互共分散行列(Z4(ZQ))を特異 値分解した。第1モードに注目し、雲物理場と大気場の異質 相関マップを作成した。

今回は、摂動の効果が見やすいようにメン解析から格子間 隔5kmのJMANHMの初期値を作成し、その分布に大気場 の異質相関マップを摂動として加えた初期値と与えない初

期値、その後の降水予報を比べた。ここで、大気場の異質相 関マップの大きさを調整するため、摂動の最大値が上記の LETKF のばらつきの最大値の 0.3 倍になる様にした。

#### 3. 摂動を与えた予報結果

摂動を与えていない 09 UTC の前1時間降水分布は、九 州北部から広島、兵庫県北部に強い降水域が伸びている。 一方、第1モードの雲物理場の異質相関マップは、九州の 北側から中国地方の北部分、北陸地方までに降水が強くな る分布になっている。また、大気場の異質相関マップの偏差 を加えた初期値と与えない初期値の高度 400m の水蒸気量 の差を見ると、九州北部から四国の北側で水蒸気量が大き い分布になっている。この水蒸気量分布や水平風、気温を 摂動として与えて予報すると、九州中央部の降水は弱まり、 九州北部では位置は変わらないものの、中国地方では強い 降水域の位置が北にずれ、島根県から兵庫県の北側まで伸 びている。

このことは、大気場の異質相関マップを摂動して与えること により、雲物理場の異質相関マップの特徴を持つように降水 分布が変わることを表していると思われる。今後は、摂動の 与え方の方針を検討するとともに、、高次モードでは顕著 現象の特徴が解析できている[1]ので、高次のモードにつ いても調べる。

#### 謝辞

本研究の一部は、ポスト「京」プロジェクト 重点課題4「観測 ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度化」 (課題 ID: hp180194、hp190156)の支援を受けました。

#### 参考文献

[1] Yokota, S. and H. Seko, Ensemble-based singular value decomposition analysis to clarify the causes of heavy rainfall, 2019, SOLA, submitted.



メソ解析から作成した 7月6日09UTCの 前1時間降水分布



7月6日09UTCの 雲物理場の 異質相関マップ



偏差を加えた初期値と与えない

初期値の高度 400m の水蒸気量の差

(矢印は400mの水平風)



メソ解析から作成した 初期値に摂動を加え、 予報した7月6日09UTCの 前1時間降水分布

-202 -

衛星搭載レーダを用いた高緯度海岸域での降水特性の解析 \*青木俊輔,重尚一(京都大学理学研究科)

#### 1. はじめに

衛星搭載レーダは、地上観測の難しい地域を含めた 広範囲にわたる均質な降水観測を準定常的に行うこと が可能であり、気候学的な降水分布やその特性を知る ことができる。TRMM PR による降雨観測などから、 熱帯の海岸地域で起こる降水が全球の水循環において 重要な役割を果たすことが示された[1]。中高緯度にお いても、偏西風の風上側にあたる大陸西海岸では地形 効果により多量の降水がもたらされ、その土地の植生 や海岸山脈上での氷床の涵養、そして氷河や河川によ る地形の浸食に大きな影響を及ぼす。本研究では、GPM DPR の登場により新たに得ることができるようになっ た高緯度の降水観測データ、そして DPR では観測する ことのできない弱い降水をとらえることのできる CloudSat CPR のデータを用いて、高緯度海岸域での降 水の解析を行った。

#### 2. 海岸からの距離と DPR 降水分布

高緯度大陸西岸のうち、北米アラスカ湾岸を中心に 降水の解析を行った。対象地域における5年間(2014 年4月-2019年3月)のGPM DPR Level2 V06による降 水頻度・降水量・降水プロファイルを平均して、海岸 線からの距離の関数として表した(図1)。

Ku, Ka, DPR いずれのプロダクトについても、海岸線 上で降水量・頻度ともに最大値をとり、陸側へと海岸 線から離れるにつれて急激に降水が減少していくのに 対し、海側へは緩やかに減少していく様子が示された。 同様の傾向は、南米パタゴニア、ノルウェーのような 他の大陸西岸地域でも確認された。海岸線直上やの海 上における 3 か月平均した降水量・頻度の分布をみる と、アラスカ湾において低気圧活動が最も活発になる 秋 (9~11 月) に最大となっていた。事例解析からも、 この地域にもたらされる降水は低気圧や前線に伴うも のであり、地形がその降水システムを強化・持続する ことで生じていることが確認された。

#### 3. GPM DPR と CloudSat CPR の比較

9年間(2007年1月-2015年12月)のCloudSat CPR 2C-PRECIP-COLUMN P2\_R04による降雪・降雨頻度も 同様に海岸線からの距離の関数として表した(図1)。 CPR による降水および降雪頻度は約50km 内陸の海岸 山脈上で最大となっており、ここではDPR で観測でき ない弱い雨や雪が頻繁に起こっていることが確認され た。CPR による観測からアラスカと同程度の緯度帯で は、海上では浅い対流雲によって、陸上では乱層雲に よって主に降雪がもたらされることが報告されており [2]、今回得られた分布はこの海陸の降水雲の違いから 生ずるエコー強度の違いを反映していると考えられる。



図1 アラスカ(45-65N,125-155W)における海岸線からの距離(正:陸側、負:海側)と衛星搭載レーダによる観測値の関係。上図は DPR 降水頻度(年平均・季節平均)および CPR 降雨・降雪頻度(年平均)。下図は条件付き DPR 鉛直降水プロファイル。灰色シェードは平均の地形を表す。

#### 参考文献

[1] Ogino, S.-Y. et al., 2017, Geophys. Res. Lett., 44, 11636-11643.

[2] Kulie M., S. et al., 2016, J. Hydrometeor., 17, 1261-1279.

# 数値気象モデルを用いた都市の夏季降水に対する影響評価 一京阪神地域および大阪市に対する長期解析— \*笠本健士朗,嶋寺光,松尾智仁,近藤明(大阪大学)

#### 1. はじめに

都市化に伴うヒートアイランド現象は、猛暑や熱帯 夜の原因となるだけでなく、局地的降雨にも影響して いると言われている.また、ヒートアイランド現象が 降雨に及ぼす影響の都市の広さに対する依存性につい ては明らかではない.数値モデルによる解析では、広 域的な気候変動をはじめとする様々な要因による影響 を排除し、都市化の影響だけを切り出して評価するこ とができる.そこで、本研究では、都市化の降雨に対 する影響を評価するために、気象モデルを用いて、日 本の主要都市の一つである大阪市および大阪市を含む 京阪神地域それぞれを対象に解析を行った.

#### 2. 計算方法

数値気象モデルにはWRFバージョン3.9.1を用いた. WRF への入力データとして,側面境界値に気象庁 GPV MSM, 海面温度に RTG SST HR, 土地利用に国土数値 情報利用細分メッシュデータ(平成21年度)を用いた. 計算領域は近畿地方を対象とする3km格子領域(D01) および京阪神地域を対象とする1km格子領域(D02) とした. ネスティングは、D01から D02 への単方向と し,解析値ナッジングは使用していない. ヒートアイ ランド現象が降雨現象に及ぼす影響を評価するために, 現況土地利用を用いた BGURB ケースと, D02 の都市 を草地に変更した NOURB ケースで計算を行った.ま た,都市の広さとヒートアイランド現象が降雨現象に 及ぼす影響の関係を調べるために、D02の都市を大阪 市以外草地に変更したSMURBケースで計算を行った. 図1に BGURB, SMURB, NOURB それぞれの土地利 用を示す. ここで, 3つのケースにおいて, D01の計算 条件は共通であり、単方向ネスティングであるため、 D02 の側面境界条件は同一である. 対象期間は, 2006 年から 2015 年の 10 年間の各 7~9 月とし、それぞれ 7 日間の助走計算を行った.対象期間全920日から台風・ 前線が D01 に接近した日の 333 日を除外し,残りの 587 日を局地的な降雨の解析対象日とした.

## 3. 計算結果

BGURB 都市域および SMURB 都市域について, 2009

年中の解析対象日で積算した降水量の日内変動を図2 に示す.図2より、両方の都市域において BGURB, SMURB は NOURB と比べて降水量が増加傾向にある ことが分かる.また、両ケースとも17~20時あたりで 共通して降水量が増加している.D02における2009年 中の17~20時の時間帯の3ヵ月積算降水量について BGURB と NOURB, SMURB と NOURBの差分を図3 に示す.図2、図3より、それぞれの都市域にて降水 量は増加した.このことは、大阪市程度の広さでも都 市が降水に影響することを示している.



図1 各計算ケースの D02 における土地利用



図2 降水量の平均日内変動



図3 17~20時における3ヶ月降水量の差分 (左:BGURB-NOURB,右:SMURB-NOURB) JPCZに関係する近年の災害大雪事例

\*1中井専人・<sup>1</sup>山下克也・<sup>1</sup>山口 悟・<sup>1</sup>本吉弘岐・<sup>1</sup>伊藤陽一・<sup>1</sup>平島寛行・<sup>1</sup>上石勲 (1: 防災科研・雪氷)

# 1. はじめに

昨冬から報道で"JPCZ"という言葉が見られる ようになった。これはメソ気象学でよく知られており、 日本海寒帯気団収束帯(Japan Sea Polar airmass Convergence Zone; Asai 1988, 天気, 35, 156-161) である。JPCZは日本海中西部にしばしば発達し、 静止気象衛星ひまわり画像で太い帯状雲として認 識できる(北海道西岸帯状雲は本発表では対象とし ない)。通常その南西側発達した積乱雲がに連なり、 それが特定の地域に上陸し続けると大雪となる。

JPCZに伴う雲のメソスケール構造は航空機、船 船、レーダー等を用いて調べられてきており、 Murakami(2019, JMSJ, 72, 671-694)のFig. 15に鉛 直断面の模式図が示されている。しかし、JPCZに 伴う雲の実際のメソスケール構造は多様であり、地 形の影響も事例毎に異なる可能性がある。本調査 の目的は、近年災害となった大雪事例でJPCZに関 係してどのようなメソスケールの特徴があったか、 改めて拾い出して要点を把握することである。

#### 2. 調査方法

大雪災害となった4冬季5事例を対象に、過去の 解析結果をJPCZに注目して整理した。

#### 3. 災害大雪事例と降雪系の特徴

事例1:2010年2月3~5日 新潟

- ・平地で最深81cmの大雪
- ・前半が季節風と陸風の収束、後半がJPCZの雪 雲、どちらもほぼ同じ範囲に大雪をもたらした。

<u>事例2:2010年12月31日~2011年1月1日 鳥取</u>

- ・車1000台以上と特急立ち往生、漁船転覆など
- ・JPCZ停滞による190mm/24時間の降水量(図1) 事例3:2016年1月23日~25日 長岡
- ・高速道路30時間以上通行止め、一般道スタック (動けなくなった)車両257台(確認された台数)
- ・JPCZの渦4個と強い筋雲がほぼ同じ位置に上陸 <u>事例4:2018年 三条</u>
- ・列車(約430人乗車)15時間半立ち往生
- ・JPCZと南の筋雲とがまとまって強化、また南北の 気温差が雪質の差を示唆(図2)
- <u>事例5:2018年2月 福井</u>
- ・車約1500台立ち往生
- ・Polar lowに関係して発生発達したJPCZの上陸



図2 (左上)2018年1月11日1740JSTの気象庁全国合 成レーダーエコー分布、(右)同日18JSTの気象 庁地上気温分布、(左下)及び3地点の雪のつも りはじめからの気温別積算降水量。

以上の事例のメソ気象学的な特徴を整理すると、

- ・共通して、反時計回りの渦を持つ。
- ・温度勾配があり雪質を通して災害に関係し得る。
- ・雲頂高度が~7kmに達することがある。
- ・非常に大きい降水量になり得る。
- ・南側の筋雲、Polar low、陸風との収束による雲 など、他の降水系とともに同一の地域に強い降 雪をもたらすことがある。

のような点が見いだされた。

災害大雪時において、近年においては行政機関 連携による交通障害への対応などが進んできてい る(例えば、長岡圏域冬期道路交通確保連携会議, http://www.hrr.mlit.go.jp/chokoku/971/)。しかし、 それが効果的に機能するためには、メソスケール の降雪・気温分布の正確な現況と予測情報が重要 であろう。特にJPCZの関係する大雪について、降 雪系の特性から雪氷災害発生に到るまで、降雪及 び積雪変質過程の理解を現況及び予測情報の高度 化につなげていきたいと考えている。

# 平成30年7月豪雨における水蒸気輸送と豪雨の関係

\*南孝太郎<sup>1</sup>, 梶野瑞王<sup>2,3</sup>, 谷田貝亜紀代<sup>4</sup>

(1:筑波大学生命環境科学研究科,2:気象研究所,3:筑波大学生命環境系,4:弘前大学理工学研究科)

#### 1. はじめに

近年、夏季の日本において毎年のように記録的 な豪雨が発生している。その中でも平成 30 年 7 月豪雨は同年 6 月 28 日から 7 月 8 日にかけて日 本列島の広い範囲に記録的な豪雨をもたらした。 この豪雨に関しては Tsuguti et al. (2018)をはじ めとして多くの研究者が解析を進めている。その 中で本研究ではとりわけ、豪雨の発生した特定の 地域における水蒸気の輸送や豪雨構造に着目す るために対象地域を広島県とし、豪雨時における 水蒸気の輸送とその収束、豪雨の発生環境につい て解析を行うものとする。

# 2. データと解析方法

本研究では気象庁メソ数値予報モデル(MSM) の地表面データと気圧面データを用いて解析を 行った。水蒸気輸送は水平風速(m/s)と計算から 求められた比湿(kg/kg)の積として水蒸気フラ ックスを計算し、水蒸気収束は求めるグリッドの それぞれ東西南北に隣り合ったグリッドでの水 蒸気フラックスからの差分計算によって求めた。 豪雨域での暖湿空気の流入については相当温位 と風向の分布から解析を行った。

#### 3. 結果

計算した水蒸気フラックスとその収束分布を 高度・緯度断面で解析を行った。その結果、豪雨域 の南側には東向きの水蒸気フラックスが卓越し、 北側には西向きの水蒸気フラックスが存在して いた。この東西方向の水蒸気フラックスの境目が 梅雨前線の存在位置と一致すると考えられ、水蒸 気の収束を示すコンターは豪雨域の位置に対応 し、その上端は500hPaに達していた。また豪雨 域での暖湿空気の流入は対流圏下層 950hPa 面に おいて九州北部から南西~南南西の流れで流入 していることが分かった。この暖湿空気の流入が 豪雨に寄与したと思われる。

今後は平成 30 年 7 月豪雨で降水の多かったほ かの地域にも焦点を当て、水蒸気輸送や豪雨構造 の地域による違いなどを解析して当日発表する 予定である。





図1 東経 132-133.5 度の経度平均された高度 -緯度断面図 shade:水蒸気フラックス contour: 水蒸気フラックスの収束成分





# 参考文献

Yatagai et al., 2019 : SOLA, doi : 10.2151/sola.15A-008. Tsuguti et al., 2018 : Landslides, doi : 10.1007/s10346-018-1098-6.

# 2018 年 2 月 5~6 日の日本海側の大雪に対する対流圏中上層 の総観場の影響

\*北畠尚子 (気象大学校/気象研)、荒木健太郎 (気象研)

# 1. はじめに

2018年2月上旬は日本付近では強い冬型の気圧配置 が続き、北陸地方を中心に平野部も含め大雪となった。 特に福井では2月5日から6日にかけて1981年以来の 記録的な大雪となった。冬型の気圧配置が継続したこ とについては、極渦とそれに伴う寒気が南下したこと が指摘されており、また福井付近で特に大雪となった ことについては、日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)が停 滞して雪雲が流入し続けたことが挙げられている。本 研究では、上層寒冷渦の南下に伴う日本付近での力学 的圏界面の下降と、その下の不安定成層の状態に着目 する。データは基本的にJRA-55 再解析データを使用す る。

#### 2. 総観場の解析

この期間の地上天気図(図省略)では、冬型の気圧 配置ではあるが、北海道西方に小低気圧があり、日本 海はいわゆる「袋状の気圧配置」となっていた。これ は従来から日本海側の平地で大雪となりやすい「里雪 型」として知られている。

5日の日本付近上空では、大規模な寒冷渦の南下に伴い、力学的圏界面(2PVU面で定義、図1)は大きく下降し、特に日本海~北日本の40°N以南で450hPaより下に達している。この2PVU面の深い折れ込みが東西走向で生じているのがこの事例の特徴で、本州付近には影響が長時間継続する状態であった。そしてその下から寒気側である日本海中部では、下層から600hPa付近まで鉛直安定度の低い寒気ドームとなっていて(図省略)、北陸地方はその南側の傾圧帯にあたっていた。

同じ時刻の 600hPa 面(図2) では、山陰沖が Q ベク トルの収束域で、総観場による傾圧的な上昇運動励起 の場となっている。これは、日本海では寒気移流は弱 いがその南が幅の広い傾圧帯で寒気移流が強いために、 寒気移流域の北端である中国地方上空が frontolysis と なって熱的間接循環が励起され、その寒気側の山陰沖 で上昇運動が励起されているものである。この中層の 上昇運動が、中層の前線帯の寒気側で下層の寒気ドー ムを成長させ、JPCZ の対流雲を発達させやすくしたこ とに寄与したと考えられる。

### 3. まとめ

福井付近に大雪をもたらした JPCZ の雲域の停滞は、 上空で東西走向の力学的圏界面の折れ込みが停滞し、 それに伴う中層前線帯の寒気側の上昇運動による寒気 ドームと雪雲の発達・持続が影響したことが考えられ る。

**謝辞** 福井地方気象台の大光寺岳氏には有益な示唆を いただきました。



図1 2018年2月5日 0000UTC の 2PVU 面温位 (カラ ー、K)、気圧 (赤線、hPa)、風 (矢羽)。



図 2 図 1 と同じ時刻の 600hP ジオポテンシャル高度 (黒細線、m)、気温(赤破線、℃)、水平温度移流(カ ラー、K (3h)<sup>-1</sup>)、Q ベクトルの収束(黒太線、10<sup>-17</sup> m kg<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>)。

MP-PAWR とタイムラプスカメラによる降水コア落下の比較 \*高橋暢宏 (名古屋大学宇宙地球環境研究所),花土 弘 (情報通信研究機構)

#### 1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダの高頻度な立体観測に より、積乱雲の上層で形成された降水コアの落下の様 子を追跡することも可能となった。さらに、積乱雲に おけるエコーの発達の様子と目視で観測したときの雲 の発達の様子を対応付けることが可能になってきた。

本報告では、積乱雲における降水コアの落下につい て、目視観測との比較をマルチパラメータフェーズド アレイ気象レーダ(以下 MP-PAWR と呼ぶ[1])とタイ ムラプスカメラの画像を用いて行った。

#### 2. 観測

MP-PAWR はXRAIN などと同様の二重偏波レーダで あり、フェーズドアレイアンテナを用いて鉛直方向に 高速に RHI スキャンを行う。アンテナ機械的に回転さ せることにより、降水立体構造の観測を可能にしてい る。MP-PAWR は設置されている埼玉大学を中心に半径 60km の範囲を高度 15km まで 30 秒で観測する能力を 持っている。

一方、タイムラプスカメラは BRINNO 社の TLC200 を用いた(視野角は約120度)。カメラをレーダサイト に設置し、20秒毎の観測を行った。なお、カメラはお よそ西方向を向いていたがターゲットとなる雲は北西 方向で観測された。

解析に用いたケースは、2018 年 8 月 31 日に観測され た積乱雲のうち、15 時 25 分ころに埼玉大学の北側を通 過したものである。このケースでは、手前に視界を遮 る雲もなく、運底付近からの降水の落下の様子がコン トラストの大きい部分(やや暗くなっている部分)の 落下として捉えられた。以下では、この部分を降水コ アの先端であると推定して解析した。

#### 3. 解析方法

レーダ観測における降水コアの落下については、閾 値(例えば 45dBZ)以上の領域をコアと規定し、その 時間変化を見ることによる落下速度を見積もる。タイ ムラプスカメラの画像の解析では、まず、降水システ ムの位置をレーダ観測から求める。また、雲底や降水 の特徴点の仰角は画像内の建物の高さから見積もり、 これをもとに高度を求め、降水の特徴点の落下速度を 見積もった。

タイムラプスカメラの連続画像(動画)から、降水 コアと思われるもの落下が約15分間に5回観測された。 同様にMP-PAWRの30秒毎の立体画像からほぼ同様な 降水コアの落下が見られた。

#### 4. 解析結果

図1は観測された降水の落下の一例を示している。 図中の白い線で写真のコントラストが大きいところを 示しており、これが降水の塊の先端であると考えた。 この写真から落下速度をおよそ 2.5~5 m/s 程度と見積 もった。なお、写真から推定した雲底高度は、同時 9 時の館野のラジオゾンデからの推定値(約1000 m と) ほぼ一致していた。図2にほぼ同時間の MP-PAWR に よるレーダ反射強度因子の3次元分布を示す。降水コ アのプロキシとして45 dBZ以上のエコー域として定義 した場合の、降水コアの落下速度を見積もると、およ そ 5.5 m/s であり、タイムラプスカメラの観測と同程度 であった。





図 2. MP-PAWR による 45dBZ 以上のコアの時間変化

#### 5. まとめ

今回示したケースではタイムラプスカメラでの観測 と MP-PAWR の観測がおよそ一致することが確認でき た。今後、すべてのケースに対して同様の解析を行う とともに、偏波パラメータ(ZDR や ρ hv)やドップラ 一速度の情報も併せた解析の結果を示す。

#### 参考文献

[1] Takahashi, N., et al., 2019, J. Disaster. Res., 14, 235-247.

# 梅雨期の降水に対する下層の水蒸気フラックスの役割

野口 萌(福岡大院理),西憲敬(福岡大理),万田 敦昌(三重大院生物資源)

#### 1. はじめに

東シナ海や日本海のような日本近海が梅雨期の 集中豪雨に及ぼす影響が近年注目を集めている。 暖候期の日本近海の海面フラックスは南方から流 入する暖湿気流の対流不安定性の維持に重要な役 割を果たしている(Tsuguti and Kato 2014, *JMSJ*; Manda et al. 2014, *Scientific Reports*)。しかしなが ら,海面フラックスの変化は鉛直的な大気成層構 造の変化だけでなく,風の水平成分を変化させる ことでも,水蒸気輸送に影響を及ぼしている可能 性がある(Kilpatrick et al. 2014, *Journal of Climate*; (Kilpatrick et al. 2016, *Journal of the Atmospheric Sciences*)。本研究では海面水温の変化に対する下 層風の変化と,水蒸気輸送過程の変化を明らかに することを目的とする。

#### 2. 使用データ・実験設定

数値モデル WRF ver.4.0 を使用した。計算領域 の水平解像度は 27km(D1)、9km (D2)、3km(D3) で、3 つのドメインに対して one-way ネスティン グを行い、初期値と境界値は NCEP FNL と NOAA OISST を使用した。2009 年、2012 年、 2014 年、2018 年の豪雨事例に対して大気場は豪 雨発生時のまま、SST を6月1日、7月10日、8 月 10 日の気候値に変更して(以下、6 月 SST、7 月 SST、8 月 SST とする)、海面水温の感度実験 を行った。

#### 3. 結果と考察

SSTを変化させることにより下層風の複雑な応 答が見られたが、900hPa より下層とそれより上 層で変化を分けて考えることで特徴を整理できた。 まず、 900hPa より下層では、 風速の系統的な変 化は見られなかったが、風向に特徴的な変化が見 られた。950hPa の風に着目すると、6 月 SST と 8月 SST で風向に違いが見られ、6月 SST では、 等高度線に平行な風、8月 SST では、低圧部へと 等高度線を斜めに横切る風となっていた(図 1)。 地表付近では常に、低圧部へ向かう風、900hPaで は等高度線に平行に吹く風となっている。この2 種類の風向の境目となる高度が SST の違いによ り変化している(図 2a)。6 月 SST では、975hPa から 950hPa の間で風向の変化が大きく、8月 SST では、950hPa から 900hPa の間で変化が大きくな っており、風向の変化が大きい高度が上昇してい た。この原因として、SST の影響による境界層厚 の変化が考えられる。

次に、900hPa より上層であるが、風向変化は系 統的には見られず、風速変化が目立った。900hPa 面での水平風速について解析を行った(図 2b)と ころ、6 月 SST よりも 8 月 SST で水平風が強く なっていた。なお、下度 850-900hPa 付近に弱い ジェット状の風速の極大域が形成されている特徴 も見られることが多く、特に8月SSTの時にすべ ての事例で明瞭に確認された。この下層の強風帯 は水蒸気の輸送に大きな役割を果たしている可能 性がある。

このように、SST 上昇につれて、900hPa より 下層では風向が変化する高度の上昇が、それより 上層では風速が強化されることが示された。今後 は、SST の変化による各高度での風向・風速の変 化の要因をさらに明確にし、これらの特徴が水蒸 気輸送にどのような影響を与えているかを調べる 予定である。



図1 2012 年の事例(7 月 11 日-12 日平均)における 950hPa 面でのジオポテンシャル高度(m)(等値線)と風(m/s)(ベクト ル)。(a)6 月 SST(b)8 月 SST を使用した場合の実験結果。



図2 SST 感度実験結果から(a) 南風を 180 度、西風を 270 度 とした時の各高度間の風向差。●(点線)は、950hPa の角度か ら 975hPa の角度を引いたもの。■(実線)は 900hPa の角度か ら 950 hPa の角度を引いたもの。(b)900hPa における水平風 速。(a)(b)とも各事例 900hPa における東経 129 度線上での 最大風速(m/s)の位置を中心位置とし、南北方向に 2 度分平均 を行った。青:2009 年、橙:2012 年、灰色:2014 年、黄: 2018 年を示す。

# 偏波レーダを用いた冬期の融解層高度判定手法の開発と 降雪の乾湿に関する検討

\*高見和弥, 佐藤亮太 (鉄道総研), 鈴木賢士 (山口大学創成科学研究科)

#### 1. はじめに

融解層高度は偏波レーダによる降水粒子の判別において重要なパラメータであり、特に冬期では地上での雨/雪の判別や降雪の乾/湿の判定に大きく影響を与える。降雪の乾/湿は鉄道の雪害、特に着雪の監視において非常に有用な情報となる。現状、雪の乾/湿は地上観 測機器のある地点付近では温湿度から推定することが可能であるが、鉄道網全てをカバーするように設置することは費用対効果の観点から難しい。そこで鉄道総研では偏波レーダによる面的な観測を利用して雪の乾/湿を判別する手法の開発に取り組んでいる。既往研究

(Giangrade et al., 2008)<sup>[1]</sup>では $Z_H$ (反射強度)、 $Z_{DR}$ (反 射因子差)及び $\rho_{HV}$ (偏波間相関係数)が融解層で示す 特徴から閾値(30dBZ<Z<sub>H</sub><47dBZ、0.9< $\rho_{HV}$ <0.97、 0.8dB<Z<sub>DR</sub><2.5dB)を設定しこれを満たす高度を融解層 高度と推定しているが、これは融解層高度が比較的高 い事例を対象としており、融解層高度が1km以下、あ るいは融解層が存在しないことが多い冬期の事例にそ のまま当てはめることができない。そこで本研究では 偏波レーダを用いた融解層高度の判定手法を開発し、 降雪の乾湿の判定へ利用できるか検討する。

### 2. 融解層高度の判定手法に関する検討

融解層高度の判定手法を検討するにあたり、2017年 度冬期(2017/12/1~2018/3/31)のXRAIN水橋局、気象 庁による輪島でのゾンデ観測及び富山アメダスの観測 データを用いた。対象期間内の気象庁の輪島ゾンデの 観測時刻(9:00、21:00JST)に富山アメダスで降水が観 測された 59 事例を対象に、ゾンデ観測データから求め た0℃高度と、XRAIN 水橋局の観測データを回転方向 に平均した視線方向のプロファイルを比較することで 冬期の融解層高度の判定手法を開発した。ピーク値の 抽出には Hermes (1993)<sup>[2]</sup>のセグメントの抽出方法を 応用し、既往研究で用いている Z<sub>H</sub>、<sub>PHV</sub>、Z<sub>DR</sub>に加え、 KDP(偏波間位相差の変化率)を ZH との OR 条件で使 用した。また、地上付近に融解層が見られ、偏波パラ メータのピーク値が明瞭に表れないケースについても 上空から地上に向かって ZH 及び PHV が単調減少してい ることを条件とすることで判別が可能となった(図1)。

#### 路雪の乾湿に関する検討

融解層が地上に付いているケース(図1の中)と融 解層が見られないケース(図1の右)を比較すること で、地上での降雪の乾湿の判定が可能か検討を行う。 2.で検討した融解層高度の判定手法を XRAIN 京ヶ瀬・ 中ノロ局の観測データに適用し、2018 年度冬期に新潟 にて行った小型 X バンド MP レーダ及び地上観測のデ ータとの比較を行う。結果については当日の発表にて 述べる。





左:0℃高度 946m、中:0℃高度 346m、右:0℃高度無し

※利用した XRAIN データは、国土交通省より提供されたものである. この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)の枠組みの下で収集・提供 されたものである。

- SCOTT E. GIANGRANDE, JHON M. KRAUSE, AND ALEXANDER V.RYZHKOV, 2006: Automatic Designation of the Mleting Layer with a Polarimetric Prototype of the WSR-99D RADAR, J. Appl. Meteor. Climatol., 47, 1354-1364.
- [2] HERMES, L. G, A. WITT, S. D. SMITH, D. KLINGLE-WILSON, D. MORRIS, G J. STUMPF, and M. D. EILTS, 1993: The Gust front detection and wind-shift algorithms for the terminal Doppler weather radar system. J. Atmos. Oceanic Technol., 10, 693–709.

# 平成 30 年 7 月豪雨における長良川周辺住民の避難意識と 防災情報利用に関する主成分分析

吉野純・\*神谷颯太・小林智尚(岐阜大工)

### 1. はじめに

過去の気象災害において、「正常性バイアス」や「認知的不協和」といった人間の心理的な問題から、適切な 避難行動を取れなくなることが指摘されている(片田 ら、2006). 平成30年7月豪雨では、岐阜県の避難指 示・避難勧告の対象者の避難率は2.3%にとどまった (岐阜県,2019). 本研究では、独自のアンケート調査の 結果に主成分分析を行うことで住民の避難できない主 たる要因と防災情報利用との関係性について解釈を試 みる.また,住民の避難行動に対して実効性のある防災 情報提供のあるべき姿についても議論する.

#### 2. アンケート調査と分析手法

平成30年7月豪雨の際の避難意識と防災情報の利用 実態調査を目的として独自のアンケート調査を行った. ここでは、特に長良川の氾濫に対する防災意識のみに 論点を絞るため、長良川下流域の住民の回答のみを分 析の対象とした(181 サンプル). さらに、非避難者を対 象に (176 サンプル)、設問「なぜ避難の必要がないと判 断したか?」の14 個の各項目 (図-1)を説明変数に用い て主成分分析を行った.

#### 3. 結果と考察

説明変数毎の因子負荷量を,第1主成分と第2主成 分にプロットした変数プロットを図-1に示す.

第1主成分の因子負荷量は全て正の値を示すことか ら、第1主成分は避難への消極性を示す総合指標であ ると考えられる.第2主成分の因子負荷量は正と負に 別れており、因子負荷量が大きな負値を示す項目11 ~14は、これらに共通している特性から、「防災情報を 避難の根拠とする」系だと解釈できる.逆に、因子負荷



量が大きな正値を示す項目 3~8 は、「防災情報以外を 避難の根拠とする」系だと解釈できる.

次に,サンプル毎のスコアを,第1主成分と第2主 成分にプロットした主成分プロットを図-2に示す.

第1象限のタイプIは、避難行動にも防災情報利用 にも消極的なタイプにあたり, 迫り来る災害に対して 「無関心」な人を指している(若年層に多い). 第2象 限のタイプⅡは、避難への関心は比較的高いが、防災 情報を根拠として避難を判断していないタイプにあた る.防災情報の意味をよく理解していないため,防災情 報を闇雲に探し続けることになる.「避難の必要がある」 ことの認知と「自分が避難できていない」ことの認知の 間で「認知的不協和」の状態にあると言える(若年層に 多い). 第3象限のタイプ III は, 防災情報を根拠として 避難 (非避難)を判断しており,避難への関心は高いも のの「避難の必要がない」と判断していることから、「自 分が避難していない」ことの認知との間には「認知的協 和」の状態にあると言える.災害に対する姿勢としては 最も好ましいタイプと言える (中・高年層に多い). 第 4 象限のタイプ Ⅳ は、防災情報を根拠として避難行動 (非避難)を判断しているが、根拠に乏しい理由により防 災情報を過小評価しており、「正常性バイアス」の状態 にあると言える (中・高年層に多い).

よって、今後の防災情報は、「危機感の伝わる情報で ある」ことと、防災情報が避難の根拠になるよう「具体 的で分かりやすい情報である」ことの2点が重要にな ると考えられる.平成30年7月豪雨を教訓として始ま ったレベル1からレベル5の「大雨警戒レベル」は、 これらの点において一定の効果があると期待される.



図-2 第1主成分と第2主成分の主成分プロット

# d4PDF(2度上昇)を使用した将来気候下における荒川流域での洪水リスクの確率論的評価

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

#### 1. 研究の背景および目的

将来の気候変動により、大きな災害をもたらすような強 い雨の発生回数や一回あたりの降雨量が増え、河川の堤防 決壊に伴う経済的被害が増大する可能性がある。この課題 に対し、大規模アンサンブル気候予測データ d4PDF を用い た洪水リスクの定量化に関する様々な研究が近年なされ ている。本研究でも、洪水により甚大な被害が発生する可 能性の高い関東地方の一級河川荒川に焦点を当て、将来気 候下における洪水リスク量の変化について報告している <sup>1)</sup>。 しかし、これらの研究で用いているシナリオは、2090年時 点の気候下を想定した4度上昇実験のもので、近未来を対 象としたものではない。そこで本研究では、2018 年 8 月に 公開された d4PDF2 度上昇実験の結果を用いて、2 度上昇 環境下という、より近未来(2040年時点)における荒川流 域での洪水リスクの変化を対象とする。

本研究は、将来の気候変動の影響を定量評価できるモデ ルの構築を通じ、河川の堤防決壊に伴う経済的被害を定量 評価し、リスクマネジメントや防災情報として役立てるこ とを目的としている。

#### <u>2. 研究前提および手法</u>

#### (1) 対象河川

一級河川荒川を対象とした。

(2) 分析手法

荒川流域における河川流出モデル<sup>2)</sup>を用いて、以下の流 れで堤防決壊時の経済的被害の確率的評価を実施し、将来 の温暖化気候下での影響を解析した。

- ① d4PDF から荒川流域で24時間降水量が年最大となる 降水シナリオを抽出
- ①の降水シナリオをもとに、降雨流出シミュレーショ (2)ンおよび想定する堤防決壊地点における氾濫シミュ レーションを実施し、堤防決壊地点の総氾濫量と経済 的被害の関係性を推定
- 複数の堤防決壊地点を考慮し、上流域から堤防決壊判 (3)定を行うことで、流域全体の経済的被害の確率的評価 を実施
- (3) 流量計算過程

降雨流出モデルは、分布型降雨流出モデル 1k-DHM<sup>3)</sup>を 用いる。中間流・表面流を考慮したキネマティックウェー ブモデルに基づき、河川流量を算出するモデルである。 (4) 氾濫計算過程

河川流量がその地点の計画高水流量を超過した時刻に 堤防が決壊するものとする。

(5) 堤防決壊地点

内閣府の中央防災会議にて代表決壊地点として定めら れている地点を中心に、堤防決壊時の経済的被害の影響 度が高いと思われる 4 地点 (鴻巣、さいたま築堤部、赤 羽、北千住)を設定した。

#### 3. 結果

#### (1) 年最大24時間降水量

d4PDF から現在気候下(HPB)および将来気候下(HFB2K:2 度上昇実験、HFB4K:4 度上昇実験)における年最大 24 時間 降水量を再現期間別に示したものを図表1に示す。また、 HFB2K、HFB4K による変化分を図表 2 に示す。1000 年に 1 度の確率で発生するような 24 時間降水量は、 HPB→HFB2K→HFB4K で 465mm→561mm→575mm と、4 度上昇による増加分の大部分は2度上昇によって既にもた らされていることがわかった。この傾向は、比較的再現期 間が長い降雨(すなわちより激しい降雨)でより顕著である。 (2) ピーク流量

岩淵地点における再現期間別ピーク流量を図表3に示す。 おおむね HPB→HFB2K および HFB2K→HFB4K の増加率 は同程度であった。

(3) 洪水リスク評価結果

荒川流域において経済的被害額は、再現期間 1000 年相 当では HPB→HFB2K、HFB4K→HFB4K ではそれぞれ約 1.3 倍、約 1.1 倍に増加した。また、荒川流域にて堤防の決壊 が発生(経済的被害額が発生)する確率は、HFB4K では約30 年に一度であったが、HFB2Kでは、約80年に一度程度と なった。







図表2:岩淵地点におけるピーク流量



図表3: 荒川流域における堤防決壊時の再現期間別経済的被害額

- 参考文献
- 1) 篠原瑞生, 永野隆士, 坪木和久, 田中智大, 加藤雅也, 立川康 人,中北英一,2017:d4PDFを使用した将来気候下における荒 川流域での洪水リスクの確率論的評価,日本気象学会 2017 年 度秋季大会予稿集,p222
- 2) 今北詠士, 斎藤龍生, 加藤雅也,坪木和久, 立川康人, 中北英 一,2014:分布型流出モデルによる荒川の洪水リスク評価,水 文·水資源学会 2014 年度研究発表会, p100130
- 3) 京都大学工学研究科水文·水資源学研究室: 1k-FRM/DHM,http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/products/1K-DH M/1K-DHM.html
# 対流雲の大規模パラメータスイープ実験

\*末木健太 1,2

(1理研計算科学,2理研数理気候)

### 1. はじめに

対流雲の特徴は、環境場の気温・水蒸気・水平風の 鉛直プロファイルに大きく依存する<sup>[1]</sup>.特に、「対流有 効位置エネルギー」(Convective Available Potential Energy: CAPE)の大きな成層や大きな鉛直シアは、豪 雨や竜巻など、対流雲に伴うシビア現象のリスクを増 大させることは良く知られている<sup>[2]</sup>.しかしながら、対 流雲の環境プロファイルの違いによって、対流雲に伴 う降水量や地表面風速がどう変化するか、定量的かつ 系統的に十分理解されているとはいえない.対流雲の 特性と、環境場のプロファイルとの定量的な関係を理 解することは、大規模場の大気状況からシビア気象の リスクをより正確に評価する上で必要不可欠である. 本研究では、対流雲の環境場に関する大規模なパラメ ータスイープ実験を実施し、環境場のプロファイルと 対流雲の特性との関係の定量化を試みる.

### 2. 使用モデルと実験設定

使用モデルは理化学研究所で開発中の非静力学大気 モデル SCALE-RM<sup>[3][4]</sup>である.計算領域は水平 80 km x 80 km, 鉛直 25 km. 水平格子間隔は 500 m, 鉛直格子 間隔は最下層(20m)から最上層(480m)まで徐々に 増加するストレッチ格子(100層).境界条件は側面が 周期境界,上面・下面が free slip. 雲微物理過程はシン グルモーメントバルクスキーム<sup>[5]</sup>.本研究では, CAPE> 0.0 J kg<sup>-1</sup>の環境場中で、地表面付近に置いた最大 +2 K の温位擾乱から対流を励起させる warm bubble 実験を 実施する.環境場のプロファイルは複数のパラメータ により系統的に変化させる(図1):(1) 地表面温度 4 種類 (T<sub>s</sub>=21, 24, 27, 30°C); (2) 気温減率5種類 (Γ = 5.5, 6.0, 6.5, 7.0, 7.5 K km<sup>-1</sup>); (3) 対流圏界面高度 3 種類 (Z<sub>tp</sub>=12, 14, 16 km); (4) 地表面の相対湿度 4 種類 (RH<sub>s</sub> = 75, 80, 85, 90%); (5) 相対湿度がゼロ になる高度5種類 (Z<sub>RH0</sub>=4, 6, 8, 10, 12 km); (6) 水平風プロファイル 13 種類(風速ゼロおよび,鉛直シ アの強さ3種類S=1/1200, 1/600, 1/400s<sup>-1</sup>とシアのあ る層厚4種類Zs=3, 6, 9, 12kmの組み合わせ.合計 15600 通り (=4x5x3x4x5x13) の環境場を与える.

### 3. 結果

図2に,1200通り(=4x5x3x4x5)の気温・水蒸 気プロファイルを CAPE の大きさによって分類した環 境場(1000 J kg<sup>-1</sup>ごとのビンで12種類: CAPE = 0-1000 J kg<sup>-1</sup>, ..., 11000-12000 J kg<sup>-1</sup>)と,水平風プロファイル13種類の各組合せの実験における,積分開始2時間の総降水量(kg)の平均値を示す. CAPE や鉛直シアの大きさに応じて,総降水量にして3桁もの違いが生じている.また,CAPEの大きさが同じような環境場でも,鉛直シアの大きさにより,総降水量は2桁程度大きくなる場合もある.さらに,同じような CAPE であっても,気温・水蒸気のプロファイルの違いによって,総降水量に大きな違いが生じた(図省略).発表では,地表面風速なども含め,さらに詳しい解析を示す.



図1 環境場のプロファイル(気温・相対湿度・水平風速)を変化さ せるパラメータ。



図2 環境場の CAPE の大きさ(横軸; 1000 J kg<sup>-1</sup>ごとのビンで12種類)と,水平風プロファイル 13 種類(縦軸)の各組合せの実験における,積分開始2時間の総降水量(kg)の平均値.

#### 参考文献

Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504–520.
Thompson, R. L., et al., 2003, *Wea. Forecasting*, **18**, 1243–1261.
Nishizawa, S., et al., 2015, *Geosci. Model Dev.*, **8**, 3393–3419.
Sato, Y., et al., 2015, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **2**, 23.
Tomita, H., 2008, *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**A, 121–142.

謝辞:本研究は, HPCI 課題「雲の発生環境場の大規模パラメータス イープ実験による「雲-環境場相互作用」の定量化」(hp180282)のに より実施した.本研究成果は「京」により得られたものである.

# Convective-scale Sampling Error and Its Impact on the Ensemble Radar Data Assimilation System

\*Pin-Ying Wu (京都大学理学研究科), Shu-Chih Yang (National Central University, Taiwan), Chih-Chien Tsai (National Science and Technology Center for Disaster Reduction, Taiwan)

### 1. Introduction

Since the number of ensemble members used is necessarily finite, sampling errors can result in spurious background error covariance, leading to false analysis corrections in ensemble-based data assimilation (EDA) methods. To mitigate the sampling error issues in the EDA, localization and inflation strategies are widely used. However, it is difficult to preserve the beneficial information provided by the ensemble and reduce the negative influence of sampling error completely at the same time. Further understanding of the sampling error in the ensemble-based radar data assimilation remains to be investigated for proposing better and more suitable strategies.

### 2. Configuration of the Data Assimilation System

In this study, the Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF) model version 3.3.1 [1] is used and experiments with the WRF-LETKF radar data assimilation system (WLRAS) [2] are performed. Two model domains with the grid spacing of 15 km and 3 km is adopted. The WLRAS is conducted with ensemble sizes of 256 and 40 members with different localization settings to compare the ensemble estimated covariance and the performance of the quantitative precipitation nowcasting (QPN). All experiments are initiated with the initial and boundary condition generated from the NCEP 1°×1° FNL (Final) Operational Global Analysis data. After the ensemble was spun-up for 6 hours, the radial velocity (Vr) and reflectivity (Zh) were assimilated with 15-minute cycles for two hours. At the end of assimilation period, the 6-h deterministic forecasts were initialized from the analysis means of different experiments.

### 3. Comparison of Background Error Correlation

To quantify how the estimated error correlation is sensitive to sampling error, the resemblance between the point error correlations estimated by the large and small ensembles is examined based on the Standardized Mean Absolute Difference (SMAD). The small SMADs of correlations between Zh and rain water suggest the direct relationship between them leads to a robust error correlation and makes it less sensitive to the sampling error. Regarding the moisture field, the impact of sampling error on the correlation between observation variables and moisture is sensitive to the intensity of reflectivity. Moreover, SMADs of correlations between Vr and horizontal wind show much larger values at some specific azimuths of radar beams. In summary, when the error correlation is small due to nonlinear dynamics/thermodynamics, it will be more sensitive to the sampling.

### 4. The QPN with Different Localization

With WLRAS, we carried out experiments with different localization scales to see how an improper localization can affect QPN. In general, the QPN with large ensemble is more intense than those with small ensemble. The sensitivity experiments show that the intensity of precipitation is more sensitive to the moisture condition. On the other hand, adopting a large vertical localization scale with the large ensemble size can play an important role in providing proper vertical adjustment for thermodynamic structure of the convections.

- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: *A description of the Advanced Research WRF version 3*. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA, 113 pp.
- [2] Tsai, C. C., Yang, S. C., & Liou, Y. C., 2014: Improving quantitative precipitation nowcasting with a local ensemble transform Kalman filter radar data assimilation system: observing system simulation experiments. *Tellus A*, 66.

寿都における風速の予測手法の検討 \*安田智紀<sup>1</sup>,加藤央之<sup>2</sup>(1:日本大学大学院,2:日本大学文理)

### <u>1.はじめに</u>

風力発電は地球温暖化の対策として注目を集めてい るが、風速の急激な増加、減少(以下、ランプ現象) が生じた際は電力の安定供給に影響を及ぼす可能性が ある。そのため、個々の地点の風(の変動)の特徴を 明らかにし、ランプ現象を引き起こすような風速を予 測することが必要になる。例えば、国立研究開発法人 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)では、 電力系統出力変動対応技術研究開発事業を行ってきた。 本研究では、この事業で開発された手法を参照し、地 形的な影響による強風が顕著にみられる寿都を例にと り、気圧場の統計ダウンスケーリングによる風速の再 現性について検討した。

### 2.解析期間と使用データ

北海道の気象官署 22 地点の 1991~2016 年の海面補 正気圧(SLP)の時別値データ及び寿都の 2009~2016 年の風向・風速の 10 分値データを使用した。風速の時 別値データとしては毎時前後 30 分間の平均値を用いた。

### <u>3.解析手法</u>

はじめに、北海道全域における気象官署の SLP デー タを用いた主成分分析を行い、主成分空間を構築する。 次に学習期間(2009~2015年)における風速データを 主成分空間内の位置に対応させたベースデータを作成 する。再現期間(2016年)について、SLP データから 主成分空間内の位置(再現位置)を1時間ごとに決定 する。この再現位置に対して、近傍の50個の風速デー タから平均と標準偏差を求める。算出した再現値(平 均)と標準偏差を用いてランプ発生確率を求め、実測 値との比較、検証を行った。

# <u>4.結果</u>

これまでの研究では、北海道全域(気象官署 22 地点) の気圧パターンを用いた場合、風速のやや長い時間ス ケールの変動が、また寿都周辺の 3 地点(寿都,倶知 安、室蘭)の気圧パターンを用いた場合、北海道全域 の気圧パターンから再現した場合よりも急激な変動が よく再現された。ただし、小地域になればシミュレー ションの誤差は大きくなるため、実際のシミュレーシ ョンによる予測の観点からは北海道全体と局地の両方 のパターンを組み合わせる必要があると考えられた (安田・加藤, 2019)。 そこで、学習期間と再現期間の主成分スコア(Z スコ ア)を比較し、再現期間の Z スコアが、①全学習期間 の Z スコアの±2 σ を超える場合、②再現値の算出に用 いた 50 個のデータの Z スコアの±2 σ を超える場合は、 寿都周辺の気圧パターンを用いて算出する方法で再現 計算を行った。一例として、2016 年 8 月 29~31 日の風 速の再現結果(図 1)を示す。方法①、②ともに北海道 全域あるいは寿都周辺の気圧パターンのみを用いた再 現よりもさらに実測値に近く、ランプ現象を捉えた事 例数が増加した。これらは、各主成分空間内において 学習期間のデータ不足に対する考慮をしていることが 有効である事を示す。方法①と②を比較したところ、 方法①の方が実際の変動に似ており、ランプ現象事例 数も1年間(2016 年)の内、17 事例多く捉えていた。



図1:2016年8月29~31日の風速の再現結果図. a)方法①,b)方法②による再現結果. 縦軸は風速 (m/s),横軸は時間を示す.

# 参考文献

安田智紀・加藤央之(2019):寿都における風速の再 現性. 2019 年度日本気象学会春季大会.204.

# 全球モデルアンサンブルによる 日本の洋上風力資源の気候変動リスク評価 \*小野崎大武(福島大院・理工),嶋田進(産総研),吉田龍平(福島大・理工)

### 1. はじめに

我が国で導入が進む洋上風力発電は、気候変動の影響を受けるため、風車の導入の際には現在の風況だけではなく、将来の気候変動リスクを考慮した風力資源の評価が重要である。Ohba (2019)では、d4PDF(初期値アンサンブル)を用いた将来の風力資源の予測を行っているが、これは1つの全球気候モデル(GCM)での議論である。一方、複数のGCMを用いた先行研究では、GCM間の風速の違いが大きいことが示されているが、これは国スケールの解析である(Karnauskas et al., 2018)。本研究では、日本周辺の風力資源の将来変化を地域スケールで明らかにする。

### 2. 使用データ

過去の気候の解析には DSJRA-55(Kayaba et al., 2016) を使用した。領域は水平解像度 5km×5km で日本周辺 をカバーする東西 3605km,南北 2885km,(基準格子: 東経 140°,北緯 30°)の範囲,解析期間は 1958~2012 年の 55 年間である。また,将来気候の解析にはバイア ス補正済み CMIP5 全球気候モデル日別値(lizumi et al., 2017)の 7 つの GCM のデータを使用した。領域は全球 のうち前述の DSJRA-55 と同範囲を対象とした。水平 解像度は 0.5°×0.5°,解析期間は 1981~2005 年(現在 気候), 2006~2100 年(RCP2.6 および 8.5)である。

### 3. 結果と考察

過去 55 年間の年平均風速(10m 高,領域平均値)は, 長期的に見ると減少傾向であった(図 1:黒)。CMIP5 の 年平均風速は,モデルの違いから DSJRA-55 と絶対値 が異なっているため注意が必要である(図 1:灰)。トレン ドに着目すると,CMIP5 の解析期間の前半(1981~2040 年)では,風速はほぼ変化していなかった。一方,後半 (2041~2100 年)では,現在気候を解析した DSJRA-55 と 同程度の減少傾向が確認できた。RCP2.6 の場合では減 少傾向が確認できなかった(図略)。GCM 間の予測のば らつきは,現在と比較して将来はほぼ変化しなかった。

CMIP5 の将来気候の年平均風速の分布は,現在気候 に対して RCP2.6 で-0.2 ~ +0.1 m s<sup>-1</sup>, RCP8.5 で-0.6 ~ -0.1 m s<sup>-1</sup>の変化が見られた(図 2, RCP2.6 の場合は図略)。 特に太平洋側では風速が大きく減少し,この傾向は多 くの GCM で共通であった。

日本周辺の南北の温度傾度は、年々小さくなっていた(図略)。これは Karnauskas et al. (2018)で、北半球での 風速減少の原因として指摘されている。一方、海域ご とに風速の減少量に幅があるのは、海面水温の上昇量 が場所によって異なるためである。例えば、上昇量が 大きな場所ではより不安定な成層が形成され、結果的 に上層の運動量を下層により取り込むと考えられる。

本稿では海面表層の風速変化について示した。実際 には風力資源の増減は風車のハブ高付近(≒100m)で議 論されるべきである。大会の発表では、大気の安定度 を考慮したハブ高風速とそこから得られた発電量の長 期変動リスクの解析結果について示す。



図1 年平均風速(m s<sup>-1</sup>)のトレンド。黒: DSJRA-55 の全領域平均, 灰: 黒と同領域の CMIP5 の 7GCM(RCP8.5)平均。直線は各々の回帰直線, 薄い灰色の影は CMIP5 の 7GCM 間の標準偏差の幅を示す。



□0.8 □0.7 □0.8 □0.3 □0.4 □0.5 □0.2 □0.1 0.0 図 2 現在気候(1981~2000 年)に対する RCP8.5(2081~2100 年)の年平均 風速の変化(m s<sup>-1</sup>)。点は 7GCM 中 6 つ以上が同符号を示した地点。

# 領域モデルにおける境界層スキームと ramp 現象の再現性

<sup>\*</sup>石崎 紀子<sup>1</sup>・日下 博幸<sup>2</sup>・荒木 貴光<sup>2a</sup>・Quang-Van Doan<sup>2b</sup>・池田 亮作<sup>2c</sup> 1:国立環境研究所, 2:筑波大学 a 現所属: 農研機構, b 現所属: CCRS, c 現所属: ウェザーニューズ

### 1. はじめに

地球温暖化の進行に伴い、各国・各地域で温暖 化に対する取り組みが盛んに行われている。日本 でも気候変動の影響による被害を最小化し、持続 可能な社会を構築することを目的として、地域で の気候変動適応の強化が進められている。また、 温暖化抑制の観点から、太陽光発電や風力発電な どの再生可能エネルギーの導入も拡大している。 一方、再生可能エネルギーは出力が不安定である ということが課題となっている。風力発電におい ては、電力の安定供給のために風速の急激な変化

(ramp)を予測することが重要である。ramp は台風の接近や前線の通過、境界層の発達など気象場と関連しているが、数値モデルを用いた風力予測を行う際には計算時間が限られているため、如何に効率的に気象場に応じたモデル設定をするかが鍵となる。石崎らは境界層スキームの選択が ramp予測の性能を左右することを示した(2018 年度秋季気象学会)。本研究では、複数の境界層スキームを用いた数値実験を行い、風力発電予測につなげるための ramp 予測性能比較を行った。

### 2. 手法とデータ

使用した数値モデルは WRF 3.5.1 である。水平 解像度は 6km とし、境界値には JMA-GSM を用い た。東北・東京エリアを含む領域を対象とし、予 測開始後 13 時間から 25 時間の結果を解析した。 2016 年 11 月から 2018 年 5 月までを解析対象とし ている。境界層スキームにはローカルモデルの MYJ と MYNN、ノンローカルモデルの YSU と ACM2 の計4 種類を用いた。

### 3. 結果

本研究では、風速の変化が6時間以内に閾値を 超えた場合に風rampとして定義した。観測による ramp開始時刻の前後6時間以内にモデルでramp が観測されていれば適中として精度を検証した。 まず、アメダス観測とモデルの10m風速をアメダ ス風速計の高度に補正して比較を行った。期間中 のアメダス平均風速をrampの閾値としたところ、 酒田では期間を通じて概ねノンローカルモデルを 用いたモデルの方が高いCritical Success Index (CSI)を示した(図1)。期間中の観測の平均風速 は4.4m/sであったのに対し、WRFは風速を過大評 価する傾向が見られた。中でも、MYJは風速を過 大評価しておりrampの空振り予測が多いことが CSIを低下させている要因と考えられる。

そこで、各モデルの平均風速を閾値にしたとこ ろ、異なる境界層スキームを用いたモデル間で期 間を通じた CSI の差は小さくなったものの、2017 年/2018 年冬季では ACM2 と MYJ を用いたモデル で再現性に大きな違いが見られた(図2)。この差 は、モデルによる ramp の過剰な空振りではなく、 捕捉率の差が要因となっていることが示された。 具体的には、日本海上から小規模な低気圧が通過 する際に MYJ スキームを使ったモデルでは風速 の急激な変化を捉えられなかった事例が多く見ら れた。一方、風速計は地点によって周辺環境の影 響が異なり、モデルとの対応性の地域差が大きい。 風速の ramp 予測性能向上のみならず、気候変動に よる風力エネルギーの将来予測のためにも、適切 な風速評価をするための境界層スキームと気象場 との関連を明らかにしていく予定である。



図 1: 酒田における MYJ と ACM2 を用いた場合 の ramp up と ramp down の Critical Success Index (CSI).



図 2: ramp 検出の閾値に各モデルの平均風速を用 いた場合の季節ごとの CSI (ramp up)。 2016/2017DJF から 2018MAM までを示す。

**謝辞**:この成果の一部は、国立研究開発法人新エ ネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)の委 託業務の結果得られたものです。

# 東シベリア森林における陸面乾湿変動下の大気境界層の特徴 小谷亜由美(名古屋大学大学院生命農学研究科)

### 1. はじめに

地球大気の最下端である大気境界層は、全球および 広域の大気循環や物質輸送過程においてだけでなく、 動植物の生育空間の大気・水環境としても重要である. 大気境界層の諸過程は局所的な時空間スケールである ため、その長期変動や地域による違いなどより大きな 時空間スケールでの研究は限られていたが、全球ラジ オゾンデデータセット (Integrated Global Radiosonde Archive, IGRA) [1]の整備公開に伴い、このような気候 学的な研究が近年進められている[2].

永久凍土帯の森林地域である東シベリアのヤクーツ ク周辺では 2005-2008 年に連続した多雨年となり,凍 土融解層の熱・水分環境の変容をとおして,森林生態 系への影響が顕在化した[3,4].地表面の湿潤化はヤク ーツクを含むレナ川流域でも広域に表れており,この ような広域かつ持続的な地表面環境の変化は,長期的 な大気境界層の変動に影響を及ぼすと考えられる.そ こで本研究では,本森林地域における 2000 年代の大気 陸面環境の変動を地表面熱収支と大気境界層に着目し てとらえることを目的とする.

### 2. 方法

東シベリアのレナ川中流域の森林地域を対象地域と する. ヤクーツク近郊のカラマツ林での水文気象・熱 収支観測データ[4]と, IGRA v2 データセット[1]からヤ クーツクを含む対象地域内の複数点のデータを用いて, 2000 年以降の地表面熱収支と大気境界層高度などの季 節変化とその年々変動,地表面状態の変化との対応に ついて解析を行った.

### 3. 結果·考察

#### 地表面熱収支と地表面乾湿変動

カラマツ林の地表面熱収支では、顕熱/潜熱の比率(ボ ーエン比)が特徴的なU字カーブの季節変化を示すが、 ヤクーツク周辺での地表付近の湿潤化が顕著であった 2005-07年(湿潤年)には秋季の潜熱輸送量の減少が小 さかったため低いボーエン比が維持されており、その 傾向は 2008年以降も続いた(図1).湿潤年以降には 土壌表層の乾燥化が進んでいるが、根系中心から深い 層では土壌水分が多い状態が続いており[5],樹木蒸散 により潜熱が維持されていると考えられる.一方で, 春から夏季前半にかけての潜熱の増加時期には湿潤年 に特徴はみられず,同観測地でのカラマツ開葉時期や CO<sub>2</sub>吸収開始時期と同調して,主に春季気温の変動と の関係がみられた.

2) 大気境界層特徴量と地表面乾湿変動

ヤクーツクでは下層大気の不安定指標は6-7月に最 大,混合高度や持ち上げ凝結高度は5-6月に最大とな る季節変化がみられ,森林から大気への潜熱および顕 熱輸送量と同調する季節変化を示した.湿潤年

(2005-07 年)には大気境界層の発達が抑えられたが, それ以降の年には湿潤年以前と同程度となった.これ は地上観測による土壌水分や融解層深度の増大が近年 も湿潤年以前の程度には戻らないことと対照的である. このような大気境界層特徴量の傾向は東シベリアの中 ではレナ川中流域の他のゾンデ測定地点でみられ,水 平 100 kmスケールの現象であると考えられる.



図1 地上観測によるボーエン比の季節変化.5日平均 値を(1)1998,1999,2001,(2)2005-07,(3)2008-2010,(4) 2011-2014の期間で平均した値とその標準偏差を示す.

- [1] Durre, I., et al., 2006, J. Climate, 19, 53-68.
- [2] Seidel, D., et al., 2012, J. Geophy. Res., 117, D17106.
- [3] Iijima, Y., et al., 2016, Int. J. Climatol, 36, 4265–4275.
- [4] Ohta, T., et al., 2014, Agric. For. Meteorol., 188, 64–75.
- [5] Kotani, A., et al .2019, Agric. For. Meteorol., 265, 295–309.

# ドローンを用いた大気境界層の時間発展の観測

\*坂崎 貴俊(京大院理)、酒井 敏(京大院人間・環境)

# 1. はじめに

大気境界層の動態は地形や地表面状態に強く 依存するため、その包括的な理解には様々な場所・ 条件下での観測的知見を蓄積することが不可欠で ある。しかしながら従来のタワー観測やゾンデ観 測といった手法は、準備を含めて比較的大掛かり なものにならざるを得ず、大気境界層内を直接観 るような手軽な観測は容易ではない。

近年登場したドローンは、この隔靴掻痒の状況 を打破する画期的手段となりうる。手軽に持ち運 べる機動性と、繰り返し使用可能である持続可能 性を併せ持ち、これらを気象観測に用いる例も出 始めている(e.g., Kral et al., 2018)。

我々は市販のドローンと安価で高精度なセン サを組み合わせることで、手軽で機動性の高い上 空大気観測を試行している。本発表ではその初期 観測結果を紹介する。

# 2. 手法

市販のドローン(Phantom 4 Pro v2) に、表1の気 象センサを取り付けて観測を行った。

センサ	観測変数(分解能)	
(1) iMet-XQ2	温度(0.01 K),湿度	
	(0.1%), 気圧 (2 Pa)	
(2) おんどとり (K型熱電対)	温度 (0.1 K)	
(3) BME280 (通信・ロガーに	湿度(0.008%),気圧	
は Raspberry Pi を使用)	(0.2 Pa)	

(表1:観測センサと観測変数)

# 3. 観測結果

2019年3月18日,20日の二日間(天気:晴れ)、 京都大学上賀茂試験地(京都市北区)において、日 の出(06:00)~日の入(18:00)まで一時間毎にドロ ーンを飛揚させ、高度150mまでの各変数の鉛直 プロファイルを取得した。

図1に取得した気温の鉛直プロファイルの時系 列の一部を示す(表1のセンサ(1)を使用)。夜明け 前に地表面付近に形成された強い逆転層が、08:00 頃にかけて解消される様子を明瞭に捉えている。 また、日中はほぼ乾燥断熱減率に沿う中立成層を しているが、鉛直スケールの小さい層状構造の存 在も示唆される(日射バイアスなどセンサの問題 の可能性もあるが)。ポスターでは、水蒸気プロフ ァイルの時系列や複数センサの比較結果なども併 せて示す予定である。

### 謝辞

ドローン気象観測は、昨年度より学部1回生向 けの『地球科学実験』の1テーマとして始めたこ とがきっかけとなりました。渡辺一生氏(京大東 南アジア研)、吉田聡氏(京大防災研)、上賀茂試験 地の皆様、実験に関わってくださったスタッフ・ 学生の皆様に感謝いたします。



図1:観測された気温(摂氏)の鉛直プロファイル(地上一高度150m)の時系列(iMet-XQ2センサを使用)。2019年3月20日の06:14-14:14に30分 or 1時間間隔で観測を行った結果。

# 福岡の高層気象観測データに見られる下層大気の長期変化

\*古田 充 (同志社大学理工学研究科), 山根 省三 (同志社大学理工学部)

### 1. はじめに

1931 年から 2017 年までの地上観測データをもとに した気象庁の調査[1]によると,福岡の夏季平均気温は 100 年あたり 2.3℃,冬季平均気温は 3.0℃上昇してい る.この気温上昇には都市化の影響が含まれており, また,都市化は相対湿度や風速にも影響を及ぼすこと が知られている.都市化の影響が上空の気温にも及ぶ ことは,小園[2]の観測や都市気候モデルを用いた数値 シミュレーションによって示されている.都市化の影 響が及ぶ高度は,季節や1日の中の時刻によって変化 する.本研究では,都市化が下層大気に及ぼす影響を 明らかにすることを目的として,福岡の40年間の高層 気象観測データを用いて,下層大気の温位,混合比, 風速の鉛直分布に見られる長期変化の特徴を調べた.

ワイオミング大学が公開している期間 1975-2014 年 (40 年間)の福岡の9時と21時の高層気象観測データ を用いた.各時刻の温位,混合比,風速の観測データ を5m間隔で線形補間し,40年間を前半20年(期間 1975-1994年)と後半20年(期間1995-2014年)の2 つの期間に分けて,それぞれの期間の各高さにおける 平均値を各月ごとに求めた.その際に,全日数で平均 した場合(case1)と日積算全天日射量の多い日を全 日数の約半分の日数分選んだ場合(case2),全日数の 2~3割の日数分選んだ場合(case3)のそれぞれにつ いて平均値を求めた.これらの前半20年と後半20年 の鉛直分布を比較することで,下層大気の長期変化の 特徴を調べた.

### 3. 結果と考察

9時と21時の地面付近の下層大気では,温位の鉛直 勾配が負(不安定)となることが多かった.この温位の 負の勾配は特に後半20年の5月~9月の9時に大きく, また, case1よりも case2 や case3 の方が大きくなる傾 向があった(図1).下層大気の温位は前半20年よりも 後半20年の方が高く,また,その変化量は9時よりも 21時の方が大きく,高度2500m付近よりも地上付近の 方が大きくなる傾向があった.都市化により日没後の 地表面温度が下がりにくくなったことが影響している と考えられる.

高度 500~1000 m 付近の混合比はほぼ全ての月で前 半 20 年よりも後半 20 年の方が大きかった.また,地 上付近から高度 100 m 付近までの混合比の日較差は前 半 20 年よりも後半 20 年の方が大きかった.これらは 乱流による地表面からの水蒸気の輸送がより大きくな ったためと考えられる.

地面付近の下層の風は,前半20年よりも後半20年 の方が弱い傾向が見られた.この傾向は21時よりも9 時の方がより明瞭であった.一方,夏では1000m付近 で,冬では700m付近で,後半20年の方が風が強い傾 向が見られた.

4. おわりに

40年間の高層気象観測データを用いて,福岡の下層 大気の長期変化の特徴を調べた結果,過去よりも近年 の方が,高度約100m以下の9時の大気が不安定にな る傾向が見られた.また,地面付近の風は弱まり,高 度700~1000mの風は強まる傾向が見られた.



図1.8月の case3 における温位の鉛直分布.

- [1] 気象庁,2018: ヒートアイランド監視報告 2017.66pp.
- [2] 小園 修, 1987: 土浦市におけるヒートアイランド の立体構造. 地理学評論, 60 (Ser. A), 757-764.

# 空調の使用は都市の熱ストレスをどの程度悪化させるか?

\*高根雄也(産総研),大橋唯太 (岡山理科大), Sue Grimmond (レディング大学), 原政之(埼玉県環境科学国際センター),亀卦川幸浩(明星大学)

# 1. はじめに

2019年度春季大会の著者らの発表(D163)では、地 球温暖化に伴う都市の温暖化と空調使用の相互作用に より都市が追加的に温暖化することを「熱汚染」と定義 し、この熱汚染量が将来どのように変化し、どの程度の 大きさになり得るかを調査した.その結果、熱汚染量は、 将来の地球温暖化の進行に伴い線形的に増加し、地球 温暖化量が+3.0℃の将来年代(概ね 2070 年代に相当) では、0.6℃に達する可能性が指摘された(Takane et al. 2019 npj Climate and Atmospheric Science).

本研究では、上記の熱汚染が、気温だけではなく熱ス トレスをどの程度悪化させるかについて報告する. 生 気象学の分野を中心に広く利用されている UTCI (Universal Thermal Climate Index)を指標とする. UTCI は 人体内の熱輸送、体表面と大気の間での熱交換や体温 調整反応を再現する人体マルチノードモデルを基礎に 計算される値であり、人間の深部体温や発汗量等の生 理反応との対応が明確な点に大きなメリットがある.

### 2. 方法

対象都市は大阪である.大阪の都市気候を計算する ため,領域気候モデル Weather Research and Forecasting (WRF)を用いて,現在気候計算では NCEP/NCAR 再解 析,将来気候では擬似温暖化手法によりバイアス補正 された CMIP5 の複数の GCM の将来予測結果(RCP8.5) から力学的ダウンスケーリングを行う.現在気候 (2000 ~2010 年)と,日本付近の地球温暖化量が+0.5℃,+1.0℃, +1.5℃,+2.0℃,+2.5℃,+3.0℃となる6つの将来年代 (計7年代)に対して,空調使用に伴う屋外への人工 排熱を物理的に計算するケースと,人工排熱量をゼロ に設定するケースの計算を行う.6つ将来年代における 両ケースの都市温暖化量の差(現在気候と将来気候と の気温差)から,6つの将来年代における熱汚染の熱ス トレスへの影響の大きさを見積もる.

### 3. 結果

第1図(a)は、現在気候から将来気候への UTCI の上 昇量を時刻別に示している.それぞれの気候の値は8月 11 ヶ月分の平均値からなる. ここで示す UTCI の上昇 量には,地球温暖化と熱汚染のどちらの効果も含まれ ている.同一の将来気候(例えば,+1.5℃の気候)の値 を見ると,日中よりも日没から明け方にかけて値が大 きいことがわかる.

地球温暖化と熱汚染のうち,熱汚染のみによっても たらされた追加的な UTCI の上昇分を取り出したもの が第1図(b)である.この図から,日中は熱汚染による 追加的な熱ストレスの上昇がほとんどないことがわか る.一方で,日没から明け方にかけて,熱汚染に伴う追 加的な熱ストレスの(現在気候から将来にかけての)上 昇が認められる.特に明け方前の熱ストレスの上昇は 現在から将来へかけてほぼ線型的に上昇しており,地 球温暖化量が+3.0℃の将来年代では,0.6℃(熱ストレス 上昇の12%に相当)に達する可能性を示唆している.

この数値は、各種ヒートアイランド対策の効果に匹 敵するため、地球温暖化と熱汚染が進めば、ヒートアイ ランド対策の効果を将来的にキャンセルする可能性を 示唆する.このことから、熱汚染は特に現状で空調を日 常的に長時間使用している先進諸国の都市や今後空調 普及が進む都市における熱ストレスを予測する上で、 考慮することが望ましい物理プロセスである.



図1 現在気候から将来気候へのUTCIの時刻別の上昇量. それぞれの気候の値は8月11ヶ月間の平均値. (a)地球温暖 化と熱汚染を考慮した結果. (b)熱汚染のみを考慮した結果.

# 2018年7月猛暑におけるフェーン現象発生時の関東平野の大気構造

\*渡邊貴典<sup>1</sup>,野津雅人<sup>1</sup>,瀬戸芳一<sup>1</sup>,松本 淳<sup>1,2</sup> (1:首都大学東京,2:海洋研究開発機構)

# 1. はじめに

近年関東地方における高温事例が多発している 中で、2018年7月23日に埼玉県熊谷市において日本 の気象官署における観測史上最も高い気温41.1℃が 観測された.この高温事例については、総観スケー ルでは気象庁(2018)が、領域スケールではNishi and Kusaka (2019)がそれぞれ発生要因を明らか にしており、特に関東地方の北西部で発生したフェ ーン現象によって関東内陸部において極端な高温が 生じたことが示されている.夏季に関東地方で発生 するフェーン現象はこれまでにも度々異常な昇温を もたらしており(Takane et al., 2015)、その現象 の理解は関東地方の高温対策にとって必要不可欠と 言える.

そこで本研究ではフェーン現象発生時における関 東平野の大気構造を明らかにするために,2018年7 月猛暑を対象に気象モデルによる数値実験を行った.

### 2. 研究手法

数値実験には、領域気象モデルWRF (Weather Research and Forecasting) Ver.3.9.1を用いた.計 算領域は、東北地方から近畿地方までを含む約 800×800kmをDomain1、関東を中心とした約 500×500kmをDomain2 (Fig.1の範囲)とした.水 平格子間隔はDomain1を6km, Domain2を2kmと設 定した.大気場の初期・境界値としてヨーロッパ中 期予報センターの大気再解析データERA5を用いた. 計算期間は、2018年7月22日21時~24日3時とし、特 に高温となった7月23日について解析を行った.

### 3. 結果と考察

まず多くの観測地点で最高気温を記録した2018 年7月23日14時について,計算結果における地上2m の気温と地上10mの風の分布を示す(Fig.1).計算 値をアメダス等の観測値と比較すると,非常に高温 となった関東平野西部において気温を1℃ほど過小 評価する傾向が見られたが,気温の空間分布は概ね 再現できている.また,Nishi and Kusaka(2019) と同様に群馬県や埼玉県において正午前後にかけて 継続的な北西風が見られ,北西風の吹走地域では 40℃近い高温となることが確認された.先行研究で はこの北西風がフェーン現象を発生させて昇温を引 き起こしたとされているため,本研究ではこの北西 風に沿った大気の状態について確認を行った.

Fig.2に23日14時における北西風に沿った風と温 位の鉛直断面を示す.等温位線の分布から地上から 850hPa付近まで混合層が発達しており,また風の分 布から群馬県平野部や埼玉県の上空の混合層内にお いて北西風が卓越していることがわかる. 大気の鉛直断面について,熊谷市で40℃を超えた 2007年8月16日の高温事例を対象にした渡来ほか (2009)と比較すると、本事例は午前中から北西風 が長時間継続して吹走する点では一致している.一 方で海風の侵入が2007年の事例よりも早く,15時過 ぎには内陸部まで海風が到達している点が大きく異 なることが明らかになった.

#### 謝辞

本研究は、首都大学東京傾斜的研究費による研究課題 「2020年東京オリンピック・パラリンピックに向けた都 市気候研究」の支援のもとで行われた.本研究の成果は、 Copernicus Climate Change Service Information 2017 を用いて作成された.

# 参考文献

気象庁 2018. https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/ h30goukouon20180810.pdf (2019.7.4 閲覧)

Nishi and Kusaka 2019. SOLA, 15:17-21.

Takane et al., 2015. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 141: 1857-1869.







Fig.2 2018年7月23日14時の北西-南東断面の温位(等値線) と断面に沿う水平風速と鉛直風速(ベクトル)の分布. ただし鉛直風速は10倍に誇張して表現している.

水平スケールの小さい陸面が上空の風に与える影響の解析

# 一気象庁長期再解析データを用いて一

\*片野 陽登(高知工科大学)

### 1. はじめに

水平スケールの小さい島等において地上風に対 する陸面の与える局地的な影響はアメダスなど で確認できるが、上空の風に対する影響は特定 の観測装置が設置されていない場合わからない。 そこで気象庁長期再解析データ(DSJRA55) を用いて上空の風に与える影響や影響の高度変 化について解析した。

- 2. 使用データ
- ・DSJRA55、アメダス
  - 1958-2012 55年間
- ・ウィンドプロファイラー
  - 2002-2012 11 年間
- 3. 解析結果

100hPa などの高高度では東西成分の等値線は 東西方向に走り、南北成分の等値線は南北にま っすぐ走っているのに対し 975hPa などの地上 付近の各成分は島の陸面に影響を受けるように 等値線が歪んでいた。この歪みは 700hPa と 800hPa の間まで及んでいることが分かった。



図 1. 沖縄の 925hPa の 12 時の年平均東西成分



図 2. 沖縄の 925hPa の 12 時の年平均南北成分







図 4. 沖縄の 700hPa の 12 時の年平均南北成分

# GCOM-C/SGLI プロダクトを用いた エアロゾル・雲相互作用に関する初期的解析 \*永尾隆 (東大 AORI), 鈴木健太郎 (東大 AORI)

### 1. はじめに

気候変動観測衛星「しきさい」(GCOM-C)は 2017 年 12月23日に打上げられ、2018年12月20日から同衛 星搭載の多波長光学放射計(SGLI)による観測データの 提供が開始された。SGLI は観測波長帯・観測幅・分解 能の点で MODIS に似ているが、近紫外・偏光観測など エアロゾル観測に適した特徴的機能を有する。エアロ ゾル・雲相互作用の定量化は同衛星の貢献が期待され る分野の一つである。本研究では、エアロゾル・雲相 互作用研究のための GCOM-C 利用の入口として、先行 研究で MODIS 等に適用されてきたエアロゾル・雲特性 の長期観測データに回帰分析を適用する手法[1-5]に基 づいて、海上のエアロゾル量に対する水雲の雲微物理 量の影響感度を調べた。特に、SGLIの高分解能を活か してエアロゾル・雲相互作用のメカニズムの理解に資 するために、影響感度に対する気象場の交絡や雲プロ セスの影響に着目して解析を行った。

# 2. データ

エアロゾルと雲の観測データは JAXA G-Portal で公 開中の GCOM-C L2 雲特性、非偏光エアロゾル特性を 用いた。気象場の物理量は NASA MERRA2 データを用 いた。空間統計を 1° x 1° 格子でとった。まず1日分 のデータから各物理量の格子内での期待値・分散等を 計算し、それらを1ヶ月分平均した。この方法で 2018 年1月~2019 年6月の月毎の統計データを作成した。

### 3. 結果と考察と今後

図1にGCOM-CによるAerosol-index(AI)と雲粒有効 半径(CER), MERRA2 による下層大気安定度(LTS)と 750hPaでの相対湿度(RH)の変数間の条件付き確率分布 を示す。AIはエアロゾル光学的厚さとÅngström指数の 積である[1]。CERはAIと負の相関を示し(図1.1)、先 行研究や知見と整合する。ただLTSとRHはAIとCER の両方に相関があり交絡が存在するので(図1.2-5)、LTS、 RHで層化してLTS、RHのCERへの直接影響を除去し た(図2)。図2において層別の回帰直線の傾きは-0.06~ -0.26 でAI-CERの負の影響感度は明らかである。LTS が大きい(安定)ほど影響感度は小さいが、そもそもCER の最大値が減少しているため、LTS が影響感度に直接 影響しているとは言えない。また雲光学的厚さ、積算 雲水量に対して同様の解析を行った結果、AI に対する 層別の回帰係数は-0.07 ~ 0.08、-0.02 ~ 0.13 で僅かに正 に寄りで、絶対値は AI-CER より小さかった。

以上、GCOM-C 公開データを使って海上のエアロゾ ル量に対する水雲の雲微物理量の影響感度を調べ、先 行研究と矛盾しない結果を得た。結果の定量的なロバ ストさはデータ数と手法の両面で確認が必要である。 Rosenfeld et al. 20019 はこの種の解析で雲幾何学的厚さ (CGT)を考慮する重要性を示しているため[5]、今後は SGLI の 763nm バンドでの CGT 推定や偏光観測での陸 上エアロゾル特性を解析に加えることや、SGLI の高分 解能を活かし気候モデルの格子内スケールでエアロゾ ル・雲分布や雲プロセスの情報を提供することなどを 通じて解析を高度化し、GCOM-C を使った気候モデル の評価まで繋げたい。







図 2 LTS, RH で層化した AI, CER の条件付き確率分布.

#### 参考文献

-224-

[1] Nakajima, T., et al., 2001, GRL.
[4] Michibata, T., et al., 2016, ACP.
[2] Sekiguchi, M., et al., 2003, JGR.
[5] Rosenfeld, D. et al., 2019, Science.
[3] Gryspeerdt, E., et al., 2016, JGR.

# 黒潮続流とガルフストリーム上における大気のエネルギー 収支の季節変動の解析

\*安間碩成, 早坂忠裕 (東北大院理)

### 1. はじめに

大気のエネルギー収支は様々なスケールで時空間変 動することが知られており、その変動について理解す ることが大切である.大気のエネルギー収支の地理的 分布をみると、北半球では黒潮やガルフストリーム付 近において発散傾向にあることが知られているが、詳 細な定量的解析は極めて少ない [1,2].発散傾向は冬に 大きい(図1).また、黒潮続流とガルフストリームでは 発散傾向の最大の月に違いが存在する.そこで本研究 では黒潮続流とガルフストリームにおける大気のエネ ルギー収支の季節変動の違いの要因を解析した.

### 2. 解析手法

大気柱を考えると、式(1)のように表せることが知られている[1].

 $\frac{\partial}{\partial t}T_{E} = -\nabla \cdot F_{A} + R_{T} - R_{s} + H_{s} + LE_{s}$ (1)

ここでT<sub>E</sub>は大気柱におけるエネルギー,F<sub>A</sub>は大気柱に おける水平方向のエネルギー輸送,R<sub>T</sub>は大気上端にお ける正味の放射フラックス,R<sub>s</sub>は海面における正味の 放射フラックス,H<sub>s</sub>は海面における顕熱フラックス, LE<sub>s</sub>は海面における潜熱フラックスを示している.この 解析では ERA-Interim の月平均データを使用した.その 中で大気のエネルギー項は NCAR によって提供されて いる ERA-Interim の月平均の大気柱のエネルギーの時 間変化項と質量補正されたエネルギー輸送の発散項の データを用いた[3].解析期間は 2001 年から 2016 年の 16 年間とした.解析手法は各月に対してコンポジット 解析を行った.また黒潮続流 (30°N-40°N, 145°E– 155°E),とガルフストリーム (37°N-42°N,65°W–55°W) の二つの海域を設定し詳細な比較を行った.

### 3. 結果と考察

大気のエネルギー輸送の発散の最大は黒潮続流で1 月、ガルフストリームで2月となっている.また、黒潮 続流と比べてガルフストリーム上では発散の大きい期 間が長い.式(1)を用いて考えると、この領域での大気 のエネルギー輸送の発散項の違いに大きな影響を与え ているのは潜熱フラックスであるといえる.潜熱フラ ックスはバルク式より比湿差と風速の寄与に分けるこ とができる[4]. ここではそれぞれの位置の月ごとのバ ルク輸送係数と大気密度は一定と仮定する. この手法 を用いて領域での違いを比較すると比湿差と風速の寄 与の項の最大の月のずれに違いが生じていることが分 かった. これによってガルフストリームでは潜熱フラ ックスの大きい期間が長いことが示唆される.

### 4. まとめと今後の展望

本研究では、ERA-Interim を使用して黒潮続流とガル フストリーム付近における大気のエネルギー収支の季 節変動を解析した.今後は潜熱に影響を与える比湿と 風の場の違いについて詳細に調査する必要がある.



図1 冬季(DJF)の大気のエネルギー輸送の発散項の 分布.正の値が発散,負の値が収束を表す.枠が比較を 行った海域を表している.

- [1] Trenberth, K. E., et al., 2003. J. Climate, 16, 3706–3722.
- [2] Kato, S., et al., 2016, J. Climate, 29, 7435–7452.
- [3] Trenberth, K. E., et al., 2002. J. Climate, 15, 3343–3360.
- [4] Tanimoto, Y., et al., 2003, J. Geophys. Res., 108, C10, 3304.

# GOSAT-2/TANSO-CAI2 エアロゾル特性プロダクトと 導出アルゴリズムを考慮した誤差解析と地上観測との比較

\*橋本真喜子(JAXA/EORC),石 崇(JAXA/EORC) 竹中栄晶(JAXA/EORC),中島映至(JAXA/EORC)

# 1.<u>はじめに</u>

2018年10月29日に温室効果ガス観測技術衛星 2号「いぶき2号 (GOSAT-2)」が打ち上げられた. GOSAT-2には, 温室効果ガス観測センサ2型(FTS-2: Fourier Transform Spectrometer 2) と雲・エアロゾル センサ2型(CAI-2: Cloud and Aerosol Imager 2)の 2 つのセンサが搭載されている. CAI-2 は紫外・可 視・短波長赤外の波長帯からなる7波長10バンドの 電子捜査イメジャーである.特に紫外バンド,340nm と380nm,を持つことが特徴である。海洋上のサン グリントを避けることを目的とし, 衛星直下点より 衛星進行方向前方・後方に 20°を指向し観測を行う. 回帰日数は6日(89周回)である. CAI-2はFTS-2 の導出精度を向上させるため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 (PM2.5) および黒色炭素量(体積混合比 BCF)を導出される.

### 2. <u>目的</u>

地上観測と衛星観測では観測する物理量, リモー トセンシングにおいても仮定するエアロゾルモデル が異なる.特に BCF は衛星では新規プロダクトであ るため,衛星・地上観測データ,プロダクト導出手 法を考慮したより高精度な検証手法の開発が必要と なる.本研究は衛星観測量と地上観測量を直接比較 する評価手法を開発することによって,検証精度を 上げることを目的とする.ここでは,プロダクト評 価に先駆け, GOSAT-2 エアロゾル特性プロダクト

(AOT, AE, SSA, PM2.5, BCF)のアルゴリズムを用いて、理論的な観点から誤差解析を実施する.SSAは一次散乱アルベドである.

### 3. <u>手法</u>

GOSAT-2 エアロゾル特性プロダクトは,多波長・ 多ピクセル法 (MWPM) (Hashimoto and Nakajima, 2017) を用いてまず光学特性 (AOT, AE, SSA, BCF) を導出し、その結果を用いて PM2.5 相当量を算出する.まずは、仮定したエアロゾルモデルの誤差解析を行い地上観測との比較を行い相互に感度のある部分の抽出と、精度向上に必要な要素の調査を行う.以下に仮定したエアロゾルモデルを示す.粒径分布は対数正規分布 v(r)(式1)を仮定し、表1に示す微小粒子(fine mode)と粗大粒子(coarse mode)を仮定している.BCF は微小粒子に含まれるススの体積混合比である.また、各粒子モデルの複素屈折率を図1に示す.

$$v(r) = \frac{dV}{d\ln r} = g(AOT) \cdot \sum_{i=1}^{N} c_i exp \left\{ -\frac{1}{2} \left( \frac{\ln r - \ln r_{m,i}}{\ln s_i} \right)^2 \right\} \quad \text{if } 1$$

表 1. エアロゾルモデル

	Fine mode	Coarse mode	
	Urban like	dust	Sea spray
粒子モデル	75%H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (Sulfate)	Yellow sand	Sea salt
	+ Soot		
r <sub>m</sub> [μm]	0.175	3.00	2.04
S	2.24	4.00	2.51



図 1. エアロゾルモデル複素屈折率。(左)実部;(右)虚部

# 4. <u>まとめ</u>

放射伝達モデル *Rstar* を用いた数値計算の結果 BCFの感度(dL/dAOT)はBCF 0%と比較して,340, 380nm で約-15,-8 W/m<sup>2</sup>/str/µm, 微小粒子と粗大粒子 のAOT それぞれ 0.4 と 0.1, BCF10%のとき 674nm の SSA は 0.85 であった.地上観測との比較, 誤差解析 の結果を紹介する.

# 2016 年 4 月 12 日に航空機が遭遇した低高度乱気流の 発生メカニズム その 2

\*中島翼, 川野哲也, 川村隆一 (九大院・理)

### 1. はじめに

航空機は離着陸時には低高度を低速度で飛行する。 その際に乱気流に遭遇すると、航空機の運航に重大な 影響を及ぼす可能性がある。そのため、乱気流の正確な 発生予測は非常に重要である。乱気流予測の向上のた めには、乱気流の発生要因を特定し,詳細な発生過程を 理解する必要がある。

強い鉛直シアに伴うKelvin・Helmholtz(K-H)不安定 や山岳波、対流雲よって乱気流が発生することはよく 知られており、乱気流の発生環境場を示す指数を用い て予測されている。しかし、柴田(1968)では高度5000 m以下の中・下層で発生する乱気流は、K-H不安定だけで なく様々な原因が複合的に関係して起こる場合が多い と指摘している。そこで本研究では、2016年4月12日 12UTC頃に航空機が低高度を飛行中に遭遇した乱気流 事例について調査を行った。

### 2. 使用データ・数値モデル

乱気流の情報は、運航中の航空機が実際に遭遇した 気象情報のデータであるPilot Report (PIREP)を使用 した。PIREP内では乱気流はLight, moderate, severeの 三段階の強度で報告されている。本研究では、2015年10 月~2016年6月における国土交通省福岡航空交通管制 部が管轄している地域のPIREPを用いた。乱気流の予測 指数の計算には気象庁MSM初期値を用いた。本研究では、 PIREPに報告された全乱気流の中で高度5000 m以下で の事例を低高度乱気流とした。それら低高度乱気流の うち、風の鉛直シアが小さい環境において、2016年4月 12日の福岡県南部上空で発生した乱気流の発生メカニ ズムを解明するため、鉛直高解像度WRFシミュレーショ ンを行った。

### 3. 結果

2016年4月12日12UTC頃に福岡県南部の高度約3000 mでmoderateの乱気流が報告された。前述のように、 発生地点付近では風の鉛直シア(VWS)は小さかった。一 方で衛星画像では福岡県地方に中層雲が見られること から、Kudo(2013)によって報告された中層雲の雲底下で 発生する乱気流(MCT: Midlevel Cloud-base Turbulence)の可能性が考えられる。Kudo (2013)は理想 化シミュレーションを実施し、MCT は中層雲からの地上 に達しない降雪が雲底下の乾燥層を昇華冷却すること によって生じる絶対不安定層内の対流による乱気流で あることを示した。

本事例の WRF シミュレーション(CNTL)は、乱気流発 生地点付近の中層雲の様子や、総観場の風速などを概 ね再現した。また 600hPa 付近の乱気流発生高度で鉛直 温位勾配が非常に小さい中立に近い層が形成されてい た。CNTL 結果の解析から、この中立に近い層は中層雲 の雲底下の昇華冷却とその下層での暖気移流とによっ て形成されたと示唆された。

さらに雲底付近での冷却が最大となっていた 12:30UTCごろには雲底下から雲中にかけて鉛直風が発 生している様子が見られた。雲底下の昇華冷却の効果 を調査するため氷粒子の昇華過程をなくしたシミュレ ーション、No sublimation Run(NOSUB)を行った。その 結果、NOSUBでは鉛直風速が大幅に減少していたことか ら、この鉛直風は雲底付近での昇華冷却の影響を受け て発生したものであると考えられる。



図,2016 年 4/12 12:30UTC における 雲氷+雪+雨混合比 g/kg (黒実線)と鉛直 風速(赤:>0.5m/s,紫: <-0.5m/s)、潜熱加熱 K/hour(陰影)の経度 高度断面図。上が CNTL、下がNOSUB の結果

#### 謝辞

本研究で使用した PIREP データは国土交通省福岡航空 交通管制部より提供していただきました 積雲の輪郭形状のフラクタル次元解析 \*山崎未紗,安藤大貴,鈴木秀彦(明治大学理工学研究科)

水蒸気を含んだ下層の空気塊が、低気圧や前線、地 形などの要素によって発生する上昇気流に乗って上層 に運ばれ、持ち上げ凝結高度に達することで雲が発生 する。このとき、水蒸気の凝結により放出される潜熱 は空気塊を温める役割を果たし、空気塊のさらなる上 昇を促す。したがって、雲の発達には上昇気流の強さ および上昇する空気塊に含まれる水蒸気量、すなわち 混合比が密接に関係している。

十種雲形で分類された雲形のうち、積雲系の雲は条 件付き不安定な成層をした大気の下で発生することが 知られており、上昇気流が強く多く水蒸気を含んでい る場合には積雲、雄大積雲、積乱雲と成長していく。 流体に関してはレイノルズの実験から流体の速度が増 すことによって、直線的な流れである層流から複雑に 広がる乱流へと流れが変化することが知られている。 対流性の雲が発生する場合、上昇気流と静止している 背景大気の遷移領域は乱流になっていると考えられ、 雲の輪郭形状はこの乱れを可視化したものに対応する と考えられる。乱流はその内部に無数の渦構造を含ん でいるが、乱流の空間的広がりが大きいほどより大き な渦を含み得るために、内部に含まれる渦のスケール の幅が広がると考えられる。そこで、本研究では積雲 をはじめとする対流性の雲における発達状態とその輪 郭形状の特徴に関連があると考え、その関係性を観測 により定量化することを目指した。

本研究ではデジタルカメラを用いて地上から雲の側 面の輪郭形状および雲底高度角の観測を行った。積雲 の発達状況、すなわち高度方向への広がりを計測する ために、撮像は雲底が低仰角にあるものに限り行った。 そして、観測により得られた雲画像の輪郭形状を解析 によって特徴量を抽出し積雲の発達度合との関係を調 査した。雲の輪郭形状の定量化にはフラクタル次元を 導入した。先行研究によって雲の輪郭形状が自己相似 性を有するフラクタル図形であることが明らかにされ ている[1]。特徴的なスケールを有しないフラクタル図 形の複雑さの指標がフラクタル次元である。

積雲を大きさによって分類しフラクタル次元解析を 行った Benner と Curry によって、小さい積雲と大きい 積雲では異なったフラクタル次元を有することが報告 されている[2]。積雲の大きさは上昇気流の強さによる と考えられるため、種々の大きさの積雲の輪郭形状の 定量化を行う事で背景に存在する乱流状態に関する情 報を得ることができると期待される。

本研究では観測によって得られた雲底および雲頂の 高度角を気象衛星ひまわり8号による可視画像によっ て推定された発生位置水平距離と合わせて解析するこ とで、雲の雲底高度および鉛直方向の広がりを実スケ ールで得た。これにより画像における1ピクセルに相 当する実距離が定まるため、画像中から抽出された輪 郭のフラクタル次元を導出する際に考慮されたスケー ルの範囲を決定することができる。これにより、一つ の積雲画像に対して、雲底および雲頂の高度、輪郭形 状のフラクタル次元(複雑性)および自己相似が成立 するスケールの範囲を定めることができる。

本稿では積雲の発達の程度を表す量として鉛直方向 の広がりに着目し、積雲画像から得られる輪郭形状の フラクタル次元および自己相似スケール範囲との比較 結果を報告する。

### 参考文献

[1]S. Lovejoy, 1982, Science, New Series, 216, 4572, 185-187

[2] Timothy C Benner and Judith A. Curry, 1998, Journal of Geophysical, 103, 28753-28767

# 熱圏と対流圏を繋ぐ大気重力波の解析 \*萩原美沙子(筑波大学大学院),田中博(筑波大学 CCS)

### 1. はじめに

地磁気活動が活発になると時に通信機器等に支障を きたすので、宇宙天気予報は重要になっている。地磁 気活動と気象との関係を調べた結果[1][2]、高速の太陽 風が地球に到来した数日後に低気圧が急発達するのが 南北両半球に見られることが分かり、この要因をオー ロラ起源の大気重力波の伝播であるとした。しかし、 大気重力波が対流圏にまで到達するという理論的研究 は数少ない。そこで本研究では、熱圏で生じた大気重 力波が対流圏にどのように伝播するかを 3 次元ノーマ ルモード関数展開[3]を用いて理論的に解析することを 目的とする。

### 2. 解析手法

球座標系で表した線形プリミティブ方程式から、従 属変数(u,v,  $\phi$ )についての線形微分方程式を得る。こ こから、鉛直方向・水平方向に変数分離することで、 鉛直構造方程式と水平構造方程式を導くことができる。 大気上端を0.01 hPaとし、鉛直モードm=0~59の等価 深度、東西波数n=0の地衡風モードと正負の振動数の 重力波モードのそれぞれを計算できる。本研究ではそ れぞれの方程式の解である鉛直構造関数と水平構造関 数を結合させ、従属変数を波数展開し、下部熱圏大気 で生じた大気重力波を理論的に解析する。

#### 3. 結果

初期値として北緯 60 度、高度 80km を中心に、幅 20 度と 7.5km の cos 波としてジオポテンシャル φ を置き、 東西風 u、南北風 v は 0 とした(図1)。図 2 は初期値 から 12 時間後、図 3 は 24 時間後の φ の鉛直断面図で、 赤線は正、青線は負の値を示したものである。ただし、 値は(P/Ps)<sup>-1/2</sup>の密度成層で正規化している。高緯度・ 高高度に置いた波源から、重力波が鉛直および水平方 向に伝播し、12 時間後には赤道に、24 時間後には南極 に到達していることが分かる。また、地表付近に向か う波は下端で反射し定在波となっている。地表付近ま で伝播した波の振幅は、密度成層で正規化した値に対 し、波源の千分の一まで減少することが分かった。

### 4. まとめ

3次元ノーマルモード関数展開を用いて、高緯度・高 高度からの重力波の伝播特性を理論的に求めた。地表 に達する重力波の振幅は、波源の振幅と比べると極め て微小なものであった。今後は別の初期値や他の変数 についての伝播特性を計算し、より詳細な考察を行う。

#### 参考文献

Prikryl, P., et al., 2016, J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 149, 219-231.
Prikryl, P., et al., 2018, J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 171, 94-110.
Tanaka, H. L., 1985, J. Meteoro. Soc. Japan, 42, 950-960.



図1 ジオポテンシャルφの初期値



図2 初期値から12時間後の解



図3 初期値から24時間後の解

# 陸惑星における完全蒸発状態の発生に関する大気大循環モデル実験

\*吉田 哲治 (北大理), 石渡 正樹 (北大理)

### 1 はじめに

系外惑星が多数発見されており,生命存在可能性の検 討を念頭に置いた気候推定が行われている (Noda et al, 2017 など). Abe et al. (2011, 以下 AASZ2011) は, 系 外惑星の1つの姿だと考えられる陸惑星の気候に関する 大気大循環モデル (GCM) 実験を行った. 陸惑星とは, 地球に比べて表層に存在する水が極端に少ない惑星であ る. AASZ2011 は太陽放射吸収量が 415 W/m<sup>2</sup> になる まで惑星表層には少量ながらも液体の水が存在し得るこ とを示した.惑星全体が水で覆われた水惑星の場合,太 陽放射吸収量が 330 – 350[W/m<sup>2</sup>] を越えると暴走温室 状態が発生し、液体の水は存在できなくなる.水の量が 少ない陸惑星の方が広い太陽定数の範囲で表面に液体の 水が存在可能なのである.更に, AASZ2011 は, 太陽放 射吸収量が 415 W/m<sup>2</sup> を越えると土壌水分が全て蒸発 する完全蒸発状態が得られることを示した.本研究では、 当初,陸惑星において完全蒸発状態が発生する条件の自 転軸傾斜・自転角速度依存性を調査することを目ざして いた. しかし, AASZ2011 と同様の設定を用いた再現実 験を実施したところ, 彼等が示した入射放射量の臨界値 を越えても完全蒸発状態が発生しない可能性があること がわかってきたので、その報告を行う.

# 2 モデル,実験設定

本研究で用いたモデルは惑星大気大循環モデル DCPAM5 (http://www.gfd-dennou.org/library/ dcpam/) である. その基礎方程式はプリミティブ方程 式である. 放射過程では地球を想定した放射スキームを 用いる. 短波放射では H<sub>2</sub>O, 雲による吸収・散乱を考 慮する (Chou and Lee, 1996; Chou et al., 1998; Chou and Lee, 1996). 長波放射では H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, 雲による吸 収を考慮する (Chou et al., 2001). 凝結過程では氷晶を 考慮した, Relaxed Arakawa-Schubert による積雲対流 スキームを用いている. 鉛直乱流混合過程では Meller and Yamada level 2.5 スキームを用いている. 土壌水 分の計算には Manabe (1969) のバケツモデルを用いて おり, 深さは十分大きい値をとっている. 水平解像度は T21, 鉛直層数は 26 とした.水平解像度は AASZ2011 と同等であるが, 鉛直解像度は彼らのモデルよりも高い. 簡単のために惑星の自転軸傾斜角,及び離心率はともに 0 とした.惑星半径, 自転角速度, 重力などは地球と同 じ値を用いた. 初期状態として, 水惑星に太陽定数 1365 [W/m<sup>2</sup>] を与えて 15 年積分した結果を用いた.太陽定 数として 1365, 2400 [W/m<sup>2</sup>] を用いた.

### 3 結果

図 1 は太陽定数が 2400 W/m<sup>2</sup> の場合の全球平均し た土壌水分量 (実線)と鉛直積分大気水蒸気量 (破線)の 時間変化を表している. 図の左端が陸惑星の計算を開始 した時刻である.計算開始から 300 日目までの期間では 鉛直積分大気水蒸気量は増加し、全球平均土壌水分量は 減少した.300 日目以降では逆の傾向となっている.ま だ定常状態に達してはいないが、計算開始から 2000 日 目の時点で全球平均土壌水分量は 220 kg/m<sup>2</sup> となって おり,依然として増加傾向を示している.太陽放射吸収 量 (図は示さない) は計算開始から 2000 日目の時点で 450 W/m<sup>2</sup> となっており, AASZ2011 の完全蒸発が起 こる入射量を超えている.以上の結果は,完全蒸発状態 が発生する太陽放射吸収量の値が AASZ2011 で示され た値よりも大きくなる可能性があることを示唆するもの である. 今後は完全蒸発が起きていない状態における水 の挙動の調査,太陽定数の値を更に増加させた実験を行 う予定である.



図 1 水分量の全球平均値の時間変化. 横軸は時間 [day] であり 5475 [day](図の左端) が陸惑星実験を開 始した時刻である. 土壌水分量が実線, 鉛直積分大気水 蒸気量が破線である.

親潮に伴う海面水温前線の夏季北太平洋下層雲への影響 \*高橋直也(東北大院理), 早坂 忠裕(東北大院理),

万田 敦昌 (三重大学), Niklas Schneider (University of Hawaii, Manoa)

### 1. はじめに

夏季北太平洋中高緯度に出現する下層雲は卓越した 負の放射強制力を持つ.一方で,海面水温変動に対し て大気強制が支配的となる夏季では,海洋から大気へ の能動的な影響は小さいと認識されている.しかしな がら,近年の船舶観測・衛星観測による先行研究によ って,海洋力学が支配的となる中緯度西岸境界流域で は,夏季においても海面水温前線(SSTF)の能動的な影 響が存在すると示唆された<sup>[1]</sup>.ただし,下層雲特性と海 面水温間の正のフィードバック機構<sup>[2]</sup>により,観測的研 究のみでは海面水温前線の能動的な影響を評価するの は難しい.そこで,本研究では領域気象モデルWRFを 用いて,異なる海面水温を境界条件として与えたシン プルな2つの実験により,夏季下層雲特性に対する能 動的な海面水温の影響を評価した.

### 2. WRF 数值実験設定

領域数値モデル WRF ver. 4.0<sup>[3]</sup> を用いて,2つの実 験を行なった.境界条件として側面に ERA-Interim の6 時間データを,底面に OISST v2 日平均データを与えた (CTL 実験).海面水温は日毎に更新するが,地表面熱フ ラックスによる海面水温変化は考慮せず,大気に対す る一方的な外部強制として与えた.領域は2段ネスト を組み,外部領域には ERA-Interim を用いてナッジング を施した.内部領域は親潮起源の SSTF (150°E-170°E & 35°N-45°N)全体を覆う.境界層スキームは MYNN level 3<sup>[4]</sup>を使用した.計算期間は 2016年6月28日から9月 1日までとし,その中の7月1日から8月31日(計62 日間)を解析期間とした.また,SSTF の能動的な影響 を評価するために,領域フィルタにより,人工的に SSTF を弱めた海面水温場を与えた実験 (SMO 実験) も実施し,CTL 実験との差を解析した.

### 3. 結果と考察

WRF によって再現された下層雲の期間平均した LWPの水平分布および雲量の鉛直分布は,概ね衛星観 測値(MODISのLWP及びCloudSat/CALISPOの雲量鉛 直分布)と一致した.追加実験として,境界層スキー ムを変えた実験を複数行なった結果,下層雲特性は大 気境界層スキームに強く依存することがわかった.

本研究では、計算領域の中でも親潮フロント域 (160°E-170°Eの42°N付近) に着目し、SSTF位置からの 距離毎に CTL 実験と SMO 実験の雲水混合比および雲 量の差を計算した. SSTF 位置は各経度ビンの CTL 実 験と SMO 実験の SST の差が0となる位置と定義した. その結果、フロント冷水域では地表面から高度 500 m に霧、高度 500 m から 1000 m に層雲が生じること(図 1 a-c 内の実線)・雲水混合比の差 (CTL-SMO) が霧域 では正、層雲域では負となることがわかった(図 1 a).

フロント冷水域における霧域の雲水混合比の正偏差 は先行研究結果<sup>[1,2]</sup>と一致し、下層雲量・LWPと海面水 温の負の相関関係で説明できる.一方で、層雲域での 負偏差は先行研究と矛盾するため、相対湿度や気温場 の変動をさらに解析し、下層雲の形成・消滅過程を考 察した.その結果、SSTFによって生じる局所的な海面 水温偏差の影響 (SSTA effect) だけでなく、海面水温緯 度勾配によって形成される大気の暖気移流の影響 (SSTF effect)が、相対湿度の低下と層雲の出来にくさを もたらすことが示唆された.



はおける期間平均の(a)雲水混合比・(b)雲量・(c)条件付き雲水混合比の鉛直分布.実線はCTL,破線はSMO.

- [1] Tokinaga et al. 2009, JC, 22, 4241-4260
- [2] Norris and Leovy 1994, JC, 7, 1915-1925
- [3] Skmarock et al., 2019, NCAR Tech. Note, 145 pp.
- [4] Nakanishi and Niino 2009, JMSJ, 87, 895-912

# 2018 年台風第 12 号(JONGDARI)の数値シミュレーション

\*和田 章義, 岡本 幸三 (気象研究所)

### 1. はじめに

2018年台風第12号(JONGDARI)は典型的な台風経路 とは異なり、図1に示すように反時計回りの軌道に沿っ て移動し、日本に上陸した.この JONGDARI の経路や強 度変化の予測可能性における大気海洋環境場の役割、特 に上層寒冷渦や海面水温変動がJONGDARI に及ぼす影響 を明らかにするため、非静力学大気波浪海洋結合モデル による数値シミュレーション結果を用いて調査した.

### 2. 実験概要

数値シミュレーションにおける水平解像度は 3km, 領域の広さは 3000 x3000 km と設定した. 大気モデルの初期値, 側面境界値は気象庁全球解析データ(水平解像度 20km 相当),海洋モデルは気象庁 2018 年 7 月 29 日を初期時刻とした海洋予報値を使用した. 非静力学大気波浪海洋結合モデルによる数値シミュレーションで用いた物理過程等の詳細な設定については,文献[1][2]を参照されたい. 初期時刻 2018 年 7 月 25 日 12UTC から 7 月 28 日 12UTC まで,6時間毎に 144 時間の数値積分を実施した.

### 3. 結果

それぞれの初期値を用いて実施した台風進路シミュレ ーション結果を図1に示す.シミュレーション初期におい ては初期値に関わらず,ベストトラック[3]と比較して台 風進路は西偏傾向であり,日本に上陸する地点は大きく ばらついた.さらに西進後の南下を含む九州南部におけ る反時計回りの移動経路は,初期値に関わらずベストト ラックと比較して北西-南東方向に伸びた経路になった. なお7月27日18UTC初期値のみ,進路は対馬海峡を西進 する北偏傾向を示した.この初期値を除けば,台風進路シ ミュレーション結果はおおむねベストトラックデータ[3] の経路と整合していた.

355K 等温位面渦位分布(図2左)から、上層寒冷渦と 台風 JONGDARI を確認することができる.大気上層にお いては上層寒冷渦に対応する高渦位域が高度 9km 付近ま で下降する一方、台風渦については高渦位域が対流圏下 層から上層まで伸びている.また台風渦からの上層外出 流が上層寒冷渦に流れ込んでいる様子が図2 右に見られ る.2つの渦はそれぞれ背の高さが異なっているものの 相互作用している様子が見られる.講演時に、大気モデル のみの結果と比較することにより、渦に対する大気海洋 相互作用の影響を考察する.

#### 4. 展望

台風進路シミュレーションのばらつきは数値シミュレ ーションに用いている初期値,側面境界値の正確さに依 存するものと考えられる.本稿で示されるばらつきに代 表される台風進路予測誤差を,新世代の気象衛星データ を用いたデータ同化手法の高度化により改善することを 期待している.



図1 非静力学大気波浪海洋結合モデルによる台風進路シミ ュレーション結果、太線及びダイアモンドはベストトラックデー タの結果を示す. 陰影(カラー)は中心気圧(hPa).



図27月25日12UTCから62時間後(7月28日02UTC)における数値実験結果. 矢印は風ベクトルを示す. (左図) 陰影(カラー)は355K等温位面での渦位分布. 等値線は高度. 太線は右図鉛直断面の場所を示す. (右図) 渦位の鉛直断面度. 等値線は温位. 矢印は当該レベルでの風ベクトル.

#### 参考文献

Wada, A., et al., 2018, J. Geophys. Res. Atmos., 123, 10379-10405.
Wada, A. and R. Oyama, 2018, J. Meteor. Soc. Japan, 96, 489-509.
気象庁ホームページ,

https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttr ack.html,(2019/7 閲覧)

謝辞

本研究の一部は科学研究費補助金(19H01973)の支援を受け、実施された.

# 気象庁1か月アンサンブル予報を用いた夏季北海道における

低温偏差の予測可能性

\*菅原邦泰・稲津將(北大院理)

# 1. はじめに

夏季(5月から8月)において,北海道で は低温偏差が数日程度持続することがある. この低温偏差は,オホーツク海高気圧から 流入する寒気と,温帯低気圧の通過が原因 である.これらの現象は数日から10日程度 のリードタイムがあると考えられる.本研 究では気象庁1か月アンサンブル予報にお ける夏季北海道の低温現象を調べる.

# 2. 手法

気象庁1か月アンサンブル予報および気象 庁55年長期再解析データ(JRA55)を使用した. 2006年5月から2018年8月までの期間を対 象とし,海面更正気圧および925hPa面気温 について予報値と解析値の比較を行った.海 面更正気圧は8日移動平均を計算し,925hPa 等圧面気温は前7日平均を計算した.また, 気候値は30日移動平均とし,偏差は対応する 日時の気候値との差とした.低温現象は北海 道域(北緯40度から45度,東経140度から 145度)の平均気温偏差が負になった場合と した.

# 3. 結果と考察

北海道において低温偏差が発生する事例 を、オホーツク海高気圧の影響を受けたケ ース(図 a,b)と温帯低気圧の通過が原因で あったケース(図 c,d)に大別した.オホー ツク海高気圧の影響を受けたケース(2018 年6月16日0時にピークを迎える)では、 北海道域の気温偏差は-6.5Kであった.4日 リードタイムでは同偏差が-6.2Kであった が、11日リードタイムでは-3.3Kであった. 温帯低気圧の通過が原因であったケース

(2013年5月8日0時にピークを迎える) では、同偏差が-4.8Kであった.7日リード タイムでは-1.2Kであったが、14日リード タイムでは-6.4Kであった.本研究では2 事例のみの解析であるが、オホーツク海高 気圧の影響を受けた低温偏差の方が長い予 測リードタイムを持つ可能性が示唆された.



 図. (a)2018年6月16日0時における(等値線)海面補正気圧および(色影)925hPa等圧面気温 偏差.(b)(a)と同様.ただし、2018年6月5日0時開始の予報におけるアンサンブル平均 である.(c)(a)と同様.ただし、2013年5月8日0時のものである.(d)(c)と同様.ただ し、2013年4月24日12時開始の予報におけるアンサンブル平均である.

中緯度に北上した台風の東側で発生・発達する低気圧に関する研究

非断熱ロスビー波の仮定に基づく解析
\*辻一晟(気象大学校,現所属:気象庁気候情報課),北畠尚子(気象大学校)

### 1. はじめに

台風が中緯度に北上して傾圧帯で温帯低気圧に変化 (温低化)する際,もとの台風の東~北東側に別の低気 圧が発生し場合によっては急発達することがある.こ れは傾圧帯において非断熱加熱による下層渦位生成に より擾乱が東に伝播する非断熱ロスビー波(Diabatic Rossby Wave; DRW)の可能性がある[1].本研究では日 本付近で温帯低気圧化した台風の東側で低気圧が発生, 発達した事例の解析を行い,このような現象の実態を解 明することを目的とする.

### 2. データと研究の手法

今回は平成 29 年 10 月の台風第 21 号と第 22 号に関 連した事例を扱う.気象庁天気図とベストトラックデ ータを用いて台風とその東に発達する低気圧の推移を 確認した.次に JRA-55 再解析データ、気象衛星ひまわ り赤外画像、解析雨量データ、JAXA/EORC の GSMaP 降水データを用いて擾乱と環境場の性質を調べた.

### 3. 事例の解析・考察

ここでは台風第 21 号に関連する擾乱を示す. 10 月 22 日 00Z には台風の北東側の傾圧帯で孤立した下層渦 位極大として現れ,同日 06Z にはさらにその北東に別 の下層渦位極大が現れた(図 1,これらを C1, C2 と呼 ぶ).対応する降水域,対流雲,環境場の水蒸気フラック ス収束,暖気移流が擾乱の位置に確認される(図省略) ことから,この時刻の C1 と C2 は DRW の二段階発達 [2]のうち伝播段階にあたると考えられる.

その後、C1 は気象庁天気図で低気圧として解析され ることはなく、また台風は温低化し消滅した一方で、 C2は気象庁天気図で低気圧として解析されるようにな り、急発達した(図2).C2の発達段階に関しては、台風 及び DRW の非断熱加熱が下層渦位を増大させるとと もに上部対流圏の渦位分布を変形し(図省略),偏西風 ジェット気流の蛇行及びトラフ・リッジの振幅を増大 させることで、トラフ前面の正渦度移流を増大させ、 それが地上低気圧の発達に寄与する発達に寄与するフ ィードバック効果があったと考えられる.

### 4. まとめと今後の課題

台風第 21 号の東側で発生し急発達した低気圧は, DRW を前駆現象として発達した.当日の発表では台風 第 22 号に関連する擾乱についても示す. 今後,さらに 多くの事例を調査し,一般化することを目指す.



図1 2017 年10月22日06Zの台風第21号(図中 T)とC1, C2.975-800 hPa 平均渦位(シェード, PVU), 850hPa 面等温線(赤線, ℃), 1000hPa 面高度(黒線, m)



図 2 台風第 21 号と C2 の経路と中心気圧[hPa]の変 化. 図中の T, EC, 2 はそれぞれ台風,温低化後の台風と C2 の気象庁天気図上の位置. 00z における位置を日付 で示す. 22 日 00z~25 日 00z で平均した 300 hPa 高度(黒 線, 200 m ごと)と Eady 傾圧成長率(シェード, [/day])

- Boettcher, M., and H. Wernli, 2013, Mon. Wea. Rev., 141, 1139-1154.
- [2] Boettcher, M., and H. Wernli., 2011, Mon. Wea. Rev., 139, 1861-1878.

P370

### 渦位からみる夏季の日本付近における偏西風の蛇行の気候的特徴について

### 鈴木 真一 (国立研究開発法人 防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

日本列島各地に災害をもたらした平成 30 年 7 月豪雨では, その発生要因の一つとして,東西波長の短いトラフの存在が挙 げられている.このように高渦位の気塊が南北に細長く形成さ れるのは,偏西風が大きく蛇行する場合である.平成 30 年 7 月 豪雨の際も偏西風が大きく蛇行し,トラフが形成されていた.

平成 30 年 7 月豪雨は日本列島に稀にみる降水量をもたらし たが、偏西風の蛇行そのものは珍しいのだろうか. 偏西風の蛇 行と関係の深いブロッキングについては、Lejenäs and Økland (1983)の調査によれば 6 月と 7 月には東経 140 度付近でブロッ キングが多いことが報告されており、木本(1993)では、これは 梅雨期のオホーツク海高気圧の発達に対応するだろう、と述べ られている.

本研究では 350 K 等温位面上の渦位を用いて,日本付近にお ける偏西風の蛇行の季節的特徴について調査を行った.

#### 2. データと解析手法について

気象庁の再解析データ JRA55 の 1979 年から 2018 年までの 等温位面渦位データを用い,350 K 面の 6 時間おきのデータか ら,5 日おきの5 日平均値を作成した.このデータから5 日平 均値の30 年平均をして気候値を作成し,さらに気候値からのず れの標準偏差のデータを作成して,これらの時空間分布をみた.

#### 3. 解析結果

図1は5月と7月(それぞれ25-30 pentadと37-42 pantad) について、2000年から2018年の19年間の渦位が5PVUの等 値線を描いたものである.この等値線は中緯度の偏西風の位置 とほぼ一致する.5月(図1(a))は線が北緯30度から45度の 間にほぼ存在し、波動は大きく見られない.一方、7月(図1 (b))の図を見ると、東経60度から90度付近では北緯40度か ら50度付近に等値線は存在しているが、東経100度から東、特 に日本付近の東経120度から160度付近にかけては、北緯40 度付近から70度付近まで等値線がばらついて存在し、頻繁に 偏西風が大きく蛇行していることがわかる.東経60度以西も 同様である.このように日本付近での蛇行の様子を月ごとに見 ると、6月はやや蛇行の頻度が高く、7月に蛇行の頻度は最も高 く、8月から9月にかけて頻度は小さくなり、10月を過ぎると ほぼ見られなくなっていた.このような特徴は4PVUの等値線 について描画しても同じである.

図2は作成した渦位の気候値の、日本付近にあたる東経120 度から150度まで平均した南北時間分布(実線)と、気候値か らのずれの標準偏差の南北時間分布(色)である.渦位の南北 傾度の大きい部分が傾圧帯で、偏西風の位置に対応する.この 傾圧帯は1月から4月まで北緯30度付近にあり、その後、5月 から8月初旬にかけて北上していき、盛夏をすぎると徐々に南 下するという季節進行である.

渦位分布は基本場として東西方向には変化が小さいので、こ の南北傾度の大きいところで標準偏差も大きくなることが想定 されるが、年間を通じてそのような傾向が見て取れる.一方で、 6月後半から8月にかけては、傾圧帯の北側に標準偏差の大きな 領域が広がっていることがわかる.例えば標準偏差が0.9 PVU 以上の領域は6月前半には北緯30度から45度の間にあるが、 6月後半にはその北端が北緯55度まで北上し、8月半ばまで北 緯50度にある.このような傾圧帯よりも北で標準偏差が大き いという特徴は、他の季節には見られないものである.特に、6 月後半に入ったところでの北への広がりは急激であり、渦位の 気候値で見ても7PVUの等値線が北進している.傾圧帯の北側 で標準偏差が大きいことは南からの低渦位の気塊の進入を意味 し、これは高気圧性の擾乱になることから、オホーツク海高気 圧の発達とも関連するものと考えられる.また、傾圧帯におけ

-235

る7月から8月半ばにかけての標準偏差の値も1.5 PVU以上で あり、この時期は偏西風の蛇行が頻繁で、気候値よりも大きな あるいは小さな渦位の気塊が頻繁に日本上空に現れていること を示す.

このように、日本付近における偏西風の蛇行は、梅雨の始まる6月の後半から盛夏にあたる8月にかけて、南北方向における振幅が他の季節よりも大きい様子が、気候値としてみられることがわかった.

#### 4. まとめ

日本付近での偏西風の蛇行の頻度について,JRA55の1979 年から2018年までの等温位面上の渦位データから調査した.6 月後半から8月にかけて,日本付近では他の季節よりも偏西風 が南北に蛇行する頻度が大きいことがわかった.これは,梅雨 期から盛夏は他に季節に比べて年々変動が大きいことや,偏西 風の蛇行の南北振幅が大きいことを意味している.

謝辞:本研究は科研費特別研究促進費「平成 30 年 7 月豪雨に よる災害の総合研究」18K19951の支援を受けて進められた.



図 1: 350K 等温位面上の渦位の 5 日平均 (pentad) を 2000 年から 2018 年の (a) 25 から 30 pentad および (b) 36 から 42 pentad について 5 PVU の等値線を重ね書きしたもの.



図 2: 350K 等温位面上の渦位の5日平均 (pentad) を 1979 年から 2018 年までの30 年間平均し、東経 120 度から 150 度まで平均した値の緯度時間時間(実線, PVU)と, その気候値からの <u>ずれ</u>の標準偏差(色, PVU).

# 秋季北極域において CMIP5 モデルで再現される地表付近の 気温偏差に対する中緯度の大気応答

\*小山朋子 (国立極地研究所), Cassano, J. J. (CIRES/CU Boulder), Cassano, E.N. (CIRES), Stroeve, J.C. (UCL/NSIDC)

# 1. はじめに

北極域の海氷域は衛星観測が開始された1979年以降 減少しており,夏季にその顕著な傾向が見られる.北極 域の急激な気候の変化が中緯度域の大気に影響してい るか議論がなされているが,未だコンセンサスが得ら れていない.本研究では CMIP5 プロジェクトによって 提供されている6モデル出力データを用い,北極域の 初期地表状態と中緯度大気応答の関係を調査した.

### 2. 使用データ

CMIP5 のうち以下の6モデル出力を利用した.再解 析データ (PIOMAS)の海氷厚と比較すると、前者3モ デルと良い一致を見せるが,後者3モデルは過大に予 測している。

- CCSM4
- HadGEM2-CC
- HadGEM2-ES
- IPSL-CM5A-LR
- MIROC5
- NorESM1-M

### 3. 解析手法

本研究は、Mills et al. (2016) [1]と Cassano and Cassano (2017) [2]を発展させたものである. Kohonen (2001) [3] が提案した自己組織化マップ (Self-organizing map, SOM) を用いて地表面付近温度の週移動平均偏差データのクラスター化を行った (図 1). 対象期間は 1979-2014 年の9-11 月であり、上記6モデルに加え海氷厚を過少予 測している MIROC-ESM のデータも含めて6パターン になるようクラスタリングを行なった. その後モデル ごとに各パターンに対応する大気状態のコンポジット を作成し、地表付近の温度偏差の初期状態に対して、0 週から12週目までそれぞれの大気状態がどのように推移するかを観察した。

### 4. 結果

北極域が極端に暖かい初期状態では、中緯度の大気 はモデルによって異なる応答を見せた. 今回はそのう ち HadGEM2-CC と IPSL-CM5A-LR の結果を紹介する.

### HadGEM2-CC

バレンツ海・カラ海域の地表面が継続して暖かく, 500-1000hPa 面の層厚が増加, 500hPa 面でリッジを形成 し,それに対応する地表面高気圧から寒気が吹き出し てアジア域が低温になった.

### • IPSL-CM5A-LR

継続して暖かな領域が HadGEM2-CC と同様に発現 したが、場所はベーリング海付近であった。それに応答 する現象は上層大気や中緯度域で観察できなかった。 しかし 500hPa 面偏差を見ると、6 週目以降に低緯度域 で顕著な強制力の存在を観察できた.

これらの結果は、北極域における強制力のサイズ(場所)と位置が、中緯度の大気応答を決定する可能性を示している。



図1 SOM による地表面付近温度偏差のクラスタ リング結果.本調査では、北極域が非常に暖かい初期状態に対する中緯度の大気応答に着目した。

- Mills, C. M. et al., 2017, *Geophysical Research Letter*, 43, 12270-12277.
- [2] Cassano, E. N. and Cassano, J. J., 2017, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 122, 9011-9023.
- [3] Kohonen, T., 2001, *Self-Organizing Maps*, Springer, Berlin, Heidelberg.

# Impact of hydrofluorocarbons on stratospheric ozone recovery

\*Dupuy, E.<sup>1</sup>, Akiyoshi, H.<sup>1</sup> and Yamashita, Y.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>: National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan, <sup>2</sup>: Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Japan)

### 1 Introduction

Hydrofluorocarbons (HFCs) are anthropogenic compounds used as substitutes for ozone-depleting substances (ODSs). While they do not chemically interact with ozone (O<sub>3</sub>), as greenhouse gases (GHGs) they substantially affect stratospheric temperature and circulation patterns, thus indirectly influencing O<sub>3</sub> concentrations. Steps have been taken to curb production of HFCs (Kigali Amendment to the Montreal Protocol, 2016). Assuming global compliance, HFC emissions should, therefore, reach their peak around 2040. Until then, however, their atmospheric abundance will keep increasing [1].

We present ensemble model simulations designed to assess the response of  $O_3$ , temperature and atmospheric circulation to increasing levels of HFCs. We analyze this response for climate conditions of 2095, following the Representative Concentration Pathway (RCP) 2.6 [2]. In this scenario, uncontrolled HFC emissions would induce a radiative forcing comparable to that of carbon dioxide, methane and nitrous oxide combined.

### 2 Model simulations

We simulate the effect of varying HFC concentrations in a 2095 climate, using the CCSRNIES-MIROC3.2 chemistry-climate model [3,4]. Three ensemble simulations ("experiments") are performed with different amounts of HFCs: no HFCs (control run), and two or three times (" $2\times$ HFC", " $3\times$ HFC") the HFC concentrations of Hurwitz *et al.* (2015) [5]. These correspond to abundance estimates for 2050, in the case of unregulated HFC emissions. Each experiment is a ensemble of 100 independent, year-long simulations. As mentioned above, the background atmospheric levels of GHGs follow the RCP2.6 scenario for 2095. The estimated abundances of ODSs assume full compliance with the Montreal Protocol.

### 3 Results

The O<sub>3</sub> response for "2×HFC" and "3×HFC" is similar and scalable to the initial HFC amounts. Thus, we only describe here the "3×HFC" ensemblemean results for total column O<sub>3</sub>, as well as for latitude/pressure cross-sections of O<sub>3</sub>, temperature and zonal wind. Compared to the control run (2095 background), larger HFC abundances induce a strong increase of total O<sub>3</sub> in the northern hemisphere (NH) at mid- and high latitudes (up to 4.4 DU at ~85°N, Fig. 1). The net effect is small in the southern hemisphere (SH) and nearly negligible at low latitudes.

However, the meridional cross-sections show that the impact of HFCs is not limited to the NH. In the SH and in the Tropics, the effect is much smaller than in the NH ( $\pm 0.06 \text{ DU.km}^{-1}$  at most) and cancels out vertically (Fig. 2, left panel). Conversely, the NH effect is visible poleward of 30°N between 200– 20 hPa, with a maximum in the polar lower stratosphere (0.32 DU.km<sup>-1</sup> at 150 hPa, 80°N). The observed O<sub>3</sub> differences correspond quite well to the temperature variations at mid- and high latitudes. This is consistent with the expected change of the mean meridional circulation (not shown) and with the weakening of the zonal wind.

#### References

[1] WMO, 2018, Project-Report No. 58.

[2] IPCC, 2014, Climate Change 2014: Synthesis Report.

[3] Morgenstern, O. et al., 2017, Geosci. Model Dev., 10, 639-671.

[4] Akiyoshi, H. et al., 2016, J. Geophys. Res., 121, 1361-1380.

[5] Hurwitz, M. et al., 2015, Geophys. Res. Lett., 42, 8686-8692.



Figure 1: Total O<sub>3</sub>: ensemble-mean, yearly-averaged zonal mean absolute anomalies  $(3 \times \text{HFC} - \text{control})$ .





# 500 アンサンブル実験による低中高緯度オゾン全量の ODS・GHG 濃度依存性

\*秋吉英治<sup>1</sup>•門脇正尚<sup>2</sup>•山下陽介<sup>3</sup>•長友利晴<sup>1</sup> (国立環境研究所<sup>1</sup>•日本原子力研究開発機構<sup>2</sup>•海洋研究開発機構<sup>3</sup>)

# 1. はじめに

オゾン全量のオゾン破壊物質 (ODS) 濃度依存性 や温室効果ガス(GHG)濃度依存性は、それらによ る成層圏大気の気温や子午面循環の変化の影響を受 け、緯度・高度により複雑な様相を示す。ODS の規 制によって大気中の塩素・臭素濃度が抑制され、か つ温室効果ガス濃度の上昇が予想される将来大気に おいて、地球全体で紫外線増加などのリスクを引き 起こすオゾン全量の低下はどの緯度帯でどの程度生 じるのか、また、生じさせないためには少なくとも ODS 濃度をどの程度低下させる必要があるのか、と いった観点から、本研究では南北両極、熱帯、南北 中緯度域など、地球全体にわたってオゾン全量の ODS 濃度依存性および GHG 濃度依存性の解析を 行う。未知の将来大気の ODS 濃度と GHG 濃度に 幅広く対応するため、ODS 濃度やGHG 濃度をいく つかのシナリオに沿って連続的に変化させる長期シ ナリオ実験ではなく、計算可能な程度の不連続な ODS 濃度と GHG 濃度の複数の組み合わせを作り、 それぞれの濃度組み合わせに対して500アンサンブ ル実験を行って結果を解析した。結果のモデル依存 性(特にGHG 濃度変化による気候変化の特性の違 い)を考慮し、MIROC3.2 化学気候モデルと MIROC5 化学気候モデルの両方を用いた実験と解 析を行った。

### 2. 結果

MIROC3.2とMIROC5化学気候モデルの放射ス キームと化学スキームはほぼ同一である。2000 年大気を想定した500アンサンブル実験のどちら のモデルのオゾン全量も、TOMSによって観測さ れた1995-2004年平均のオゾン全量の分布・変動 を再現しているが、MIROC3.2モデルの結果は、 60N以北の3月のオゾン全量を過小評価していた。 このモデルのこの時期の北半球への子午面循環 が弱いことが原因と考えられる。

図 1 には、MIROC3.2 化学気候モデルによる 45-90N および 45-90S における 500 アンサンブル 平均オゾン全量の ODS 濃度および GHG 濃度の依 存性を示す。南北とも ODS 濃度の依存性(図で 横方向)は明らかである。GHG 濃度依存性(図 で縦方向)に関しては、45-90N では、GHG 濃度 が増加するとオゾン全量が増加するが、45-90S で は GHG 濃度依存性はほとんど見られなかった。 このオゾン全量の GHG 依存性の南北間の違いは、 子午面循環の強さの南北両半球間の違いに起因 するものと考えられる。

次に、ODS・GHG 濃度依存性をアンサンブル メンバーで見ていった。図2には、3月-5月の、 45-90N の領域でオゾン全量が220DU以下になっ た面積×日数の積算値の、500 アンサンブルの頻 度分布を示す。図で、右に行くほどこの積算値が 大きく、この期間中に極端なオゾン減少が長く続 いたことを表すが、そのような極端な値を示すア ンサンブル数(図の横軸で中央~その少し左付 近)は、ODS 濃度が2000 年レベルの高い値であ る場合、GHG 濃度が高くなってもその数はあま り減らないことがわかる。

以上の結果は、オゾン輸送の影響が大きく、 年々変動の大きい北半球中高緯度において、極端 なオゾン減少の起こるアンサンブルメンバーに 関しては、その GHG 濃度依存性はアンサンブル 平均的な振る舞いとは異なることを示している。 発表では、他の緯度帯の結果と共に、MIROC5 化 学気候モデルによる結果も併せて示す。



図1: MIROC3.2 化学気候モデルによる500 アンサンブル平均オゾン全量 の0DS 濃度(横軸)・GHG 濃度(縦軸)依存性。●は行われた実験を表 す。0DS 濃度は50hPaのEESC(成層圏有効等価塩素濃度)で表す。 (左)45-90N平均(右)45-90S平均



図2:3月-5月の期間、45-90Nの領域でオゾン全量が220DU以下になった面積×日数の積算値(横軸)の500アンサンブルに関する頻度分布。MIROC3.2化学気候モデルによる結果。(左)0DS 濃度2000年レベル、GHG 濃度2000年レベル(右)0DS 濃度2000年レベル、GHG濃度2040年レベル(RCP6.0)

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。

# How does the air-sea coupling frequency affect the convection during the MJO passage?

\*Ning Zhao (JAMSTEC), Tomoe Nasuno (JAMSTEC)

### 1. Introduction

The Madden Julian Oscillation (MJO) is a dominant variability in the tropics on the intra-seasonal scale, which is characterized by an eastward-propagating large-scale convective envelope. Nowadays, many operational atmosphere-ocean coupled models could successfully simulate/predict the MJO [1], while some studies also suggest that the coupling frequency affect the simulated MJO and its intensity [2]. In this study, we intend to understand how the coupling frequency affects the convection during the passage of MJO and the possible mechanisms lying behind by case study of YMC-Sumatra 2017 campaign [3].

### 2. Data and Methods

We performed numerical simulations using the COAWST Modeling System [4], which consists of the ocean (ROMS) and atmosphere (WRF) models at a 1-hour coupling frequency (WRF-ROMS coupled run). The atmosphere-only (WRF-alone) run was also conducted for comparison. For model input and validation, we used the data from OISSTv2, GSMaP, GOFS 3.0, NCEP-FNL, NCEP-DOE reanalysis II, and the observations obtained from the campaign. The simulation period is Nov. 21st to Dec. 6th, 2017, when an MJO event develops and migrate over the Maritime Continent (Fig. 1). In the following preliminary results using 21 km mesh sizes are presented.

### 3. Preliminary Results and Ongoing Study

Figure 2 shows the time-height section of the wind profiles





and relative humidity. The intensification of westerly associated with the development of MJO (Fig. 2a) by Dec. 2<sup>nd</sup> was well simulated in both runs (Fig. 2b, c), while the subsequent weakening was not, especially in the WRF-alone. The evolution of the meridional wind was fairly reproduced but with underestimation of the magnitude. In the moisture field, the models failed to simulate the upward extension of the high humidity (i.e., the development of deep convection) after Dec. 2<sup>nd</sup> (Fig. 2, bottom panels), although a sign of deep moisture appeared in the WRF-ROMS coupled run. These may be related to the zonal wind bias. Despite the above-mentioned deficiency, it is confirmed that overall the coupled model better performs than the WRF-alone model.

As a next step, we would investigate the impacts of coupling on the local processes in the Maritime Continent using the 7-km mesh size (and turn off the convective parameterization scheme), with varying the coupling frequency at 30-min, 2-hour, 3-hour, and 6-hour intervals.

### Acknowledgment:

We would like to thank Dr. H. Seo (WHOI) for his help on the ROMS model. We also express our sincere thanks to BMKG and BPPT for their observational support.

#### **Reference:**

- [1] Kim, H., et al., 2017, J. Climate, 31, 9425-9443.
- [2] Seo, H., et al., 2014, J. Climate, 27, 8422-8443.
- [3] YMC web: http://www.jamstec.go.jp/ymc/IOP\_YMC-Sumatra\_2017.html
- Mirai-Radiosonde b) WRF-ROMS WRF-alone a) C) 200 20 Height (hPa) 400 10 600 0 800 10 1000 20 20 (hPa) 200 400 10 600 0 Height 800 10 1000 20 200 100 (hPa) 400 80 600 Height 60 800 1000 6 Nov 27 Dec 3 Nov 27 30 Dec 3 Dec 3 Nov 27



[4] Warner, J.C. et al., 2010, Ocean Model., 35, 3, 230-244.

# YMC-BSM 2018 期間中にコトタバンで観測された水蒸気・上層雲変動

\*鈴木順子 '、荻野慎也'、木下武也'、城岡竜一'、橋口浩之 ²、米山邦夫'

(1:JAMSTEC·DCOP、2:京都大学·生存圈研究所)

# 1. はじめに

インドネシア海大陸気候に関する国際共同研究プロ ジェクト Years of the Maritime Continent (YMC、2017 年 ~2020 年3月)フェーズ1期間中の2018 年7月、イン ドネシア・スマトラ島のコトタバンにて特殊ゾンデ(水蒸 気ゾンデ、オゾンゾンデ、および雲粒子ゾンデ)を搭載 したラジオゾンデ飛揚観測を実施した。上層雲の変動 やその雲粒子の特徴、およびオゾン変動について、気 象場との関係を明らかにすることを目指した。本発表で は、観測時のオゾン量および水蒸気量と力学場の変動 について調査した結果を報告する。

# 2. 使用したデータ

集中観測期間の 2018 年 7 月 14~27 日におこなわ れた、ECC オゾンゾンデと CFH 水蒸気ゾンデの連結飛 揚(計 10 回、うち 4 回はさらに CPS 雲粒子ゾンデを付 属)の各観測と、パダン気象台による 12 時間ごとのラジ オゾンデ観測によるデータをもちいた。以下、時間は UTC(現地時間は UTC+07)で記す。

# 3. 解析結果

観測期間中、オゾン混合比の鉛直プロファイル(図 1) は、高度 16 km 付近を境に、下層は対流圏(鉛直一様 状)、上層は下部成層圏(高度につれて増加)の特徴を 示していた。対流圏では、高度 10~15 km の上部対流 圏で最も大きい変動を示していた。

> 30 25 20 15 10 5 0 10<sup>0</sup> 10<sup>1</sup> 10<sup>2</sup> 10<sup>3</sup> 10<sup>4</sup>

高度 0~20 km の拡大図(図なし)では、7/23 の高度

# 図 1: オゾン混合比[ppbv] の鉛直プロファイル。合計 10 回の 観測のうち、各高度の最小値と最大値を描画し、その間を灰 色で塗った。太い線は平均値のプロファイルを示す。

13~16 km にオゾン濃度の上昇、7/15、16 の高度 15 km 付近にオゾン濃度の低下がみられた。北半球夏季 では、インドネシアのオゾン濃度は、アジアモンスーン 循環にともなう変動は小さいものの、北太平洋上空の高 濃度オゾンの間欠的な到来により、劇的に上がる

(Randel et al., 2006)。パダン気象台のラジオゾンデ データでは、7/23の上部対流圏(高度10~16 km)では 北東風が卓越しており(図なし)、北太平洋域からの影 響が示唆される。いっぽう、7/15、16の低濃度オゾン領 域については、Newton et al. [2018]が示唆したように局 所的な深い対流にともない境界層内の低濃度オゾンが 持ち上げられた可能性が考えられる。



図 2: 2018 年 7 月 17 日 18UTC 放球の(a) CFH 水蒸気ゾンデ とラジオゾンデの相対湿度とラジオゾンデ温度から計算した 氷飽和の相対湿度、および気温値(b) 雲粒子ゾンデの粒子 数密度[cm<sup>-3</sup>]と(c) 雲粒子ゾンデの粒子偏光度の鉛直プロ ファイル。

図 2 は、2018 年 7 月 17 日 18 時の相対湿度と雲粒 子の鉛直プロファイルである。対流圏には、高度 2 km、 高度 10~15 km に粒子の分布がみられた(a, b)。粒子の 偏光度(c)では、高度 2 km では 0.5 から+1 付近、高度 10~15 km では 0 付近をピークとして-1 から+1 の値で あった。それぞれ準球形(水)粒子、および非球形(氷) 粒子で構成された雲層であることを示している。

### 4. まとめ

特殊ゾンデ観測を実施し、気象場にともなうオゾン変動と、雲の粒子数密度や偏光度を検出することができた。 今後は、力学場とオゾン・雲の関係を明らかにするため、 ラジオゾンデや ECMWF の ERA-interim 再解析データ (東西風、南北風および温度場)をもちいて解析する予 定である。

謝辞:本観測は、京都大学 生存圏研究所、首都大学 東京(阿保教授、柴田准教授)、およびインドネシア LAPAN(国立航空宇宙研究所)の協力のもとでおこな われた。

# YMC-Sumatra 2017 期間を対象とするモデル相互比較 \* 那須野智江 (海洋研究開発機構)

### 1. はじめに

海大陸における,多様な時空間スケールに亘る大気 海洋変動現象の理解を目指して,Years of the Maritime Continent (YMC)が実施されており,集中観測や数値 モデルを用いた研究,第2期の立ち上げも進んでいる [1].その一環として,全球高解像度モデルを用いた数 値実験を行い,水蒸気輸送等の観点から局所的な対流 と大規模場の関係について報告してきた [2].一方で, 海大陸における局所的な現象の的確な再現は,未だ大 きな課題である.本研究では、複数の高解像度モデル計 算の相互比較を行うことにより,問題点を明確化し, 解決の方策を探る.特に,日周期等の変動メカニズム とそれらの季節内スケールの変動との関係に注目する.

#### モデル・実験設定

スマトラにおける集中観測が実施された 2017 年 11 月 15 日—2018 年 1 月 15 日を対象とする,非静力学正 二十面体格子大気モデル (NICAM)を用いた全球 7 km 格子計算および,領域非静力学モデルを用いた計算デ ータを観測 (GSMaP, CMORPH等)に照らして比較す る.本稿では、英国気象局 (UKMO)による 4.4 km 格 子の領域計算 (91-153E, 17S-29N;境界値は 10 km 格子 の現業予報値値を与える)を扱う.何れの計算も各日 の 0000 UTC 開始とし,5 日目までを解析対象とする.

### 3. 降水の比較検証

図1に,海大陸西部の期間平均の降水分布を示す.衛 星観測では内海や島の沿岸に集中した降水が見られ, 内陸では相対的に降水が少ない.これらはLa Nina 年の 特徴と解釈される。モデルの降水分布はジャワ島周辺 やマレー半島東岸の降水ピークをよく再現しているが, UKMOモデルでは陸域の降水の割合が高く,NICAMで は低い傾向がある.図1の陸域・海域での平均値の時系 列を図2に示す.日周期変動が特に陸域で顕著にみら れるほか,季節内スケールの変動(太線)や数日周期の 変動が確認できる.UKMOモデルの陸域降雨は,活発 な日周期変動によることが示唆される.数日周期の擾 乱は,特に海域で季節内振動が活発化する前の期間(12 月後半)に明瞭に見られ,総観規模の擾乱に伴うものと 考えられる[3].季節内振動の発達に伴い,海域では降 水が強まり,陸域では弱まるが,UKMOモデルではこ の変化が過少評価される傾向がある.

#### 4. 今後の課題

初期解析の結果, UKMO モデルと NICAM では, 海陸 の降水の平均量や変化傾向において誤差傾向が異なる ことが分かった. 原因として, 計算領域やモデル解像 度の違いが考えられる. 今後, 季節内振動の開始過程 や, 日周期に伴う循環場・沖合伝播の再現性などについ て解析を進め, 現象およびモデルの理解を深める.

### 謝辞

UKMO モデルの計算結果は、Christopher Short 氏
(UKMO) からご提供頂いた. NICAM の計算には地球
シミュレータを用い、池田美紀子氏にご協力頂いた.
参考文献

[1] YMC Web, http://www.jamstec.go.jp/ymc/index.html.

[2] Nasuno, T., 2019, SOLA, 15, 99-106.

[3] Takasuka, D., et al., Geophys. Res. Lett., 46, 5546-5555.



図1 YMC-2017期間平均降水量 (a) GSMaP (b) CMORPH (c) UKMO (d) NICAM.

図2 図1 (a) 陸域 (b) 海域の平均降水量(上) GSMaP (中) UKMO (下) NICAM. (1時間平均値,[UKMO は3時間], 太線は7日移動平均 [季節内スケール変動]).

# 熱帯の対流雲に対するエアロゾルの影響の解析 \*大声宏彰,岩渕弘信, Pradeep Khatri (東北大学院理)

### 1. はじめに

熱帯の対流雲は地球全体のエネルギー収支、水循環 において大きな役割を果たしている。しかしながら、 対流雲の形態学や雲量の変化を支配している要因は現 在でも不明瞭である。特に、エアロゾルの対流雲に対 する影響は非常に不確定性が高い。また、対流性有効 位置エネルギー(CAPE)や地表面温度といった他の気象 要因と比較した定量的な解析も将来の気候予測の上で 重要となる。本研究はひまわり 8 号の赤外のデータか ら対流雲を特定し、それぞれの対流雲の観測時刻より 前の環境場がどのように対流雲に影響を与えるのかを 明らかにすることを目的とする。

### 2. データ・手法

解析領域は[20°S-20°N、80°E-180°E]の海大陸周辺の海 洋場とする。解析期間は 2015 年、2017 年の 7 月、10 月、12 月、2016 年、2018 年の 1 月の計 8 ヶ月である。 雲の光学的厚さ、雲頂高度、雲粒有効半径、鉛直積算 雲水量はひまわり 8 号の 8-16 バンドのデータを用いた ICAS[1]から得る。水平解像度は約 2km、時間解像度は 1 時間である。エアロゾルの光学的厚さとエアロゾルの オングストローム指数を掛け合わせたエアロゾルイン デックス、850hPa における相対湿度、500hPa における 上昇流、CAPE、鉛直風速シアーは MERRA-2 の再解析 データから計算している。空間解像度は経度方向に 0.625°、緯度方向 0.5°である。海面温度は MODIS のレ ベル 3 の 8 days-mean の海面温度を時間内挿して用いて いる。空間解像度は 1km である。

対流雲の特定方法は以下のとおり。1) 雲の光学的厚 さ6以上、雲頂高度 10km 以上の部分を対流雲の CORE 領域と判定する。2) 雲の光学的厚さ 0.1 以上 6 未満、 雲頂高度 10km 以上の領域において、CORE 領域と雲の 光学的厚さが連続している領域を Anvil 領域と判定し、 連続していない領域を Cirrus 領域と判定する。また、 対流雲の等価半径 Re は Re= $\sqrt{((対流雲の面積)/\pi)}$ と して出力する。

本手法では対流雲の追跡を行っていないので、信頼 区間を推定するため、独立したサンプルを定義する必 要がある。本研究では、MERRA-2の解像度に合わせ、 経度方向 0.625°、緯度方向 0.5°、3時間で時空間平均し たものを一つの独立したサンプルとみなした。

### 3. 結果

本解析領域において、対流雲の発生領域は主にITCZ、 SPCZ、もしくはインド洋上であった。これらの領域は 総観スケールの気象場もしくは放射が大きく影響して いる。そこで、そのような基本場を取り除いた解析も 行った。エアロゾルの粒子数が増加に伴い、対流雲の 雲量は増加するがある程度増加すると頭打ちする結果 となった。また、CORE の有効半径はエアロゾルの粒 子数が増加してもあまり増加しない一方、対流雲の等 価半径は増加した。さらに、Anvil 領域における雲粒有 効半径はエアロゾルの増加に伴って小さくなっていく 様子が見えた。以上のことから Invigoration effect[2]と呼 ばれる効果を見ることができた。

対流雲の形態に対して、どの変数が大きく影響する か、多変量解析を行い調査した。対流雲の等価半径に 対しては、海表面温度や相対湿度同等にエアロゾルが 重要であることがわかった。今後はエアロゾルの種類 に分けて調査していく。



図 1 空間分布を取り除いた対流雲の等価半径と エアロゾルインデックスの応答。各線は下から 50,60,70,80,90 パーセンタイル値を表し、各影は 95 パーセントの信頼区間を表す。

参考文献

[1] H, Iwabuchi., et al., 2018, J. Meteor. Soc. Japan,, 96B, 27-42

[2] J. Fan., et al., 2013, PNAS., 110, E4581-E4590

X バンド偏波レーダーネットワークによる 台風 Mindulle の微物理構造の解析

\*栗原璃 (筑波大院生命環境),三隅良平,出世ゆかり (防災科学技術研究所)

### 1. はじめに

台風の数値予報は、微物理スキームの選択によって 結果に大きな違いが生じることが明らかになってきた [1]. したがって、台風の微物理構造の解明が、経路や 降水分布、強度の予測精度の向上に貢献すると考えら れる. これまで台風の偏波レーダー観測はいくつか行 われてきたが[2], X バンド偏波レーダーを使用した解 析例は少ない. そこで本研究では、眼の構造を保った まま X バンド偏波レーダーネットワークが整備された 関東地方に上陸した台風 Mindulle (2016 年台風 9 号) を解析対象として、台風中心部の微物理構造を明らか にすることを目的とした.

# 2. データと解析方法

防災科研が運用する2台のXバンド偏波レーダー(海 老名・木更津)のボリュームスキャンデータ,および 国土交通省 XRAIN データを使用した.まず,dual ドッ プラーレーダー解析による風データを使用して台風の 中心を推定し,ボリュームスキャンデータを台風の中 心を軸とした円柱座標系に変換した.その後,4象限に わけて各偏波レーダー変数を環状平均した[3].

### 3. 結果·考察

上陸後の台風 Mindulle の降水分布は非対称であった (図1). そこで構造が比較的わかりやすい南東象限に 着目し,各偏波レーダー変数の解析結果を示す(図2). まず中心から 20km 付近に眼の壁雲に対応するレーダ ー反射因子 ( $Z_H$ )の大きい領域があり,それは高度と ともに台風中心部へ傾斜する特徴がみられた.次に, 30~50km にかけてレインバンドに対応する 2 か所の  $Z_H$ の大きな領域がみられた.高度 6km 付近に偏波相関 係数 ( $\rho_{Hv}$ )の小さい領域がみられることから,ここで は層状性の降水があったと考えられる.さらに,レイ ンバンド領域の下層でレーダー反射因子差 ( $Z_{DR}$ )が大 きいことから,眼の壁雲領域と比較して粒径の大きい 雨滴の存在が示唆された.

謝辞:利用した国土交通省 XRAIN のデータセットは,文部 科学省の委託事業により開発・運用されているデータ統合・ 解析システム (DIAS) の下で,収集・提供されたものである.



図1 XRAIN と防災科研 X バンドレーダーによる 2016 年 8月22日 0500utc における前1時間降水量の分布図. 黒丸は 推定した台風の中心を示す.



図2 台風の南東象限における(a)Z<sub>H</sub>, (b)Z<sub>DR</sub>, (c)K<sub>DP</sub>, (d)p<sub>HV</sub>の断面図. 横軸は台風中心からの距離を示す.

- [1] Brown, B. R., 2016, Geophys. Res. Let., 43, 910-917.
- [2] May, P. T., 2008, Mon. Wea. Rev., 136, 616-630.
- [3] Didlake, A. C., Jr., 2017, Mon. Wea. Rev., 145, 4521-4541.

# 2018 年台風第 24 号の眼の壁雲内側領域における 突風構造の解析

\*山城来奈<sup>1</sup>,山田広幸<sup>2</sup>,岩井宏徳<sup>3</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>琉球大学理学部,<sup>3</sup>沖縄電磁波技術センター)

### 1. はじめに

通常、台風が上陸すると地形や地表摩擦により構造 が変化してしまうが、沖縄の島嶼地形は台風に及ぼす 影響が小さく、台風が本来持つ構造を観測するのに適 している. 台風の中心付近(内部コア)では壁雲付近 の定常的な強風だけでなく、一時的な突風が発生する ことが知られているが、その構造は十分に理解されて いない. 2018 年台風第 24 号(TRAMI) は、9 月 25 日から 28 日まで航空機観測による観測が行われた. 翌 日 29 日には沖縄本島と久米島の間を通過したため、レ ーダーにより台風の内部コア領域の突風構造の解明を目 的とし、地上気象データとレーダーのデータを用いて 眼の壁雲内側領域における突風構造の解析を行った.

### 2. 使用データ

本研究では、ひまわり 8 号の赤外画像、可視画像、 気象庁台風ベストトラック、アメダス地上データ、恩 納村にある沖縄電磁波技術センターの地上気象データ、 沖縄偏波レーダー (COBRA)、フェーズドアレイ気象 レーダー (PAWR)を使用した.

#### 3. 結果

9月29日から30日にかけて沖縄本島と久米島の間を 通過した台風第24号の眼の大きさは、半径100km以上 であり、非常に大きく、多角形構造がみられた(図1). 恩納の地上風の変化を見ると(図2)、全体として台風 の眼の中で風速が弱く、台風の壁雲内で風速が強いと いう台風の一般的な特徴がみられるが、壁雲の縁にあ たる 1742JST に、相当温位の急激な低下と、約 40m/s の突風が観測された.この相当温位の一時的な低下と 突風は、久米島、那覇、恩納、名護、沖永良部島にお いても観測された. 恩納で相当温位の下がった時刻に COBRA で観測された高度 2.0 kmにおけるレーダー反射 強度分布によると(図1)、壁雲は3つの節を持つ多角 形構造であり、節の間の辺が通過する際に突風が発生 していた.また、久米島、那覇では眼の壁雲内側の弱 い降水域エコーがかかっていたときに、恩納、名護、 沖永良部島では壁雲の降水エコーがほとんどみられな かったときに突風が観測された.

### 4. まとめ

本研究では 2018 年台風第 24 号の眼の壁雲内側領域 における突風構造を調査した結果、5 地点全てにおいて、 相当温位が急激に低下する時刻で突風が観測された. また、COBRA で観測された高度 2.0 kmにおけるレーダ 一反射強度分布では眼の多角形構造を確認することが でき、降水域がかかっていない所でも突風が吹いてい たことから、眼の壁雲の内側の縁で起きる突風の特徴 をとらえたと考えられる.可視画像を見ると台風の眼 の中にメソ渦が存在した時刻があったが、今回の突風 が観測されたときはほとんど消滅しており、直接の関 連性は考えにくい.



図 1 恩納で相当温位の低下時刻の COBRA で観測された高度 2.0 kmにおけるレーダー反射強度.

ONNA (00 JST 29 SEP 2018)



図2 恩納における地上気象の時間変化.地上風(上端).気圧(中段)、相当温位(下段)を示す.地上風 の青線は瞬間値、赤線は10分平均値を表す

# 月平均相対湿度から求めた絶対湿度の精度について

\*佐井 彩乃、柴田 清孝(高知工科大学)

## 1. はじめに

水蒸気は最大の温室効果をもたらし、その長 期トレンドの解析は温暖化の評価などに直接的 に影響を与えるものである。気象庁(台)によ る水蒸気観測は1880年代から始まっているが、 電子ファイルで利用できるのは1960年代からの 6(後に3)時間間隔データであり、1時間間隔 データ(1時間値)は1990年代からである。そ れ以前の1880年代からのデータは月平均の相対 湿度(気温、気圧も)の形式になっている。

本研究 1880 年代などからの長期間の月平均 データを使って絶対湿度のトレンドを計算する 際に必要な情報:そもそも、月平均相対湿度か ら計算される絶対湿度はどの程度の精度を有す るのかを評価するものであり、結果として、月 平均相対湿度から求めた混合比や比湿は約 0.1(g/kg)以下の精度であることがわかった。

### 2. 評価法

1990年代から2018年までの気象台と(元) 測候所の1時間値(気圧、気温、相対湿度、蒸 気圧)から月平均の気圧、気温、相対湿度を求 め、それらから月平均混合比(rr\_rh)を計算す る。一方、1時間値から計算した混合比を月平均 した混合比(rr)を求め、両者を比較した。比較 は平均値(月、季節、年)とトレンド(季節、 年平均;最小二乗法とSen's slope estimator) で行った。平均値計算の条件は、月平均は1時 間値が24x20以上、季節平均は月平均が2ヶ月 以上、年平均は4季節平均とし、この条件を満 たさない場合は欠測とした。年平均は、それ 故、月にすると前年12月~当年11月になる。

# 3.月・季節・年平均の比較

月平均で見ると、亜寒帯の北海道の帯広の混 合比は冬に 1~2 (g/kg)、夏に 9~12 (g/kg)と なり、誤差 (rr\_rh - rr)の絶対値は全期間の全 月でほぼ 0.1(g/kg)以下である。一方、亜熱帯の 沖縄の石垣島では季節変動が 10~20 (g/kg)と 大きくなっているが、誤差は同様に 0.1(g/kg)以 下である。他の地点でも、また、季節平均や年 平均においても誤差は同様である。 1990-2018 年の各年の年平均を比較したのが



図1. 年平均混合比の10地点(北海道から沖縄まで) についての 1990-2010 年間の比較. 横軸は混合比の 年平均 rr、縦軸は月平均相対湿度からの混合比の年平 均 rr\_rh. 直線は両者が等しい y=x.

図1である。年平均値は5~18(g/kg)の範囲に 収まり、両混合比はほとんど一致しているが、



図2.4つの季節平均と年平均混合比の上記10地点の1990-2010年間の100年当たりのトレンド比較. 横軸は混合比の年平均rrのトレンド、縦軸は月平均相対湿度からの混合比の年平均rr\_rhのトレンド.

14(g/kg)以上の領域(石垣島)で系統的に rr\_rh は 0.1 (g/kg)の過小評価になっている。トレン ドの比較を示したのが図 2 である.系統的に約 0.2(g/kg)/100yrs 程度の過大評価が見られる。

# 高精度メタン標準ガス較正装置

\*松枝秀和 (気象研), 坪井一寛 (気象研), 石島健太郎 (気象研), 高辻慎也 (気象 庁), 川崎照夫 (気象庁), 梅澤研太 (気象庁), 中村雅道 (気象庁), 齊藤和幸 (気 象庁), 滝沢厚詩 (気象庁), 出原幸志郎 (気象庁), 細川周一 (気象庁)

### 1. はじめに

大気中のメタンは重要な温室効果ガスの一つで、世 界中に展開されている観測所や航空機で濃度の長期的 動向が観測されている. 観測データの多くは気象庁が 運営する世界気象機関(WMO)のデータセンター(温 室効果ガス世界資料センター)に報告され、地球規模 の分布や変動の解析に利用されている.

全球観測データの統合解析には、異なる機関で用い られている大気測定の基準となる標準ガス・スケール の違いを把握する必要がある.そのために精度の高い 較正装置が不可欠である.気象庁は気象研究所と共同 してレーザー分光法を利用した高精度較正装置を開発 し、2018年から本格運用を開始した.本研究では、装 置の概要とその性能を評価した結果を報告する.

### 2. 較正装置

従来メタン濃度測定は、水素炎検出器を備えたガス クロマトグラフ分析計(GC/FID)を使用するのが主流 であり、気象庁の較正装置もGC/FIDを採用していた [1]. 最近ではレーザー分光法が急速に進展・普及し、 気象庁も新較正装置にキャビティリングダウン分光分 析計(WS-CRDS, Picarro 社製, G-2301)を採用した. 本システムでは最大12本の標準ガスが一度に自動測定 可能で、各ガス導入の際置換時間短縮のため、測定前 には主流路が排気される工夫を行っている.測定ガス は、100ml/分の流量で約10分間分析計に流し、最後の 1分間を出力計測の時間に当てた.通常の検定では測定 を5回繰り返し、その平均値と標準偏差値を1回の検 定結果とした.

# 3. 結果

図1はWS-CRDS を用いた新装置による5回の繰り 返し測定誤差を調べた結果で、0.06 nmol mol<sup>-1</sup>の高い 測定精度(repeatability)を有していることが確認され た.これは GC/FID を用いた旧較正装置の精度(~1.2 nmol mol<sup>-1</sup>)に比べて、1桁以上の高い精度であること が認められた.分析の再現性(reproducibility)は 0.07 nmol mol<sup>-1</sup>と評価され、装置の直線性も確認された. また、新旧装置で得られた値を比較した結果、両者の 較正結果が良い一致を示すことが検証された.これら の性能試験を通して、WS-CRDSを用いた新較正装置に よって、従来よりも大幅に精度の高いメタン濃度の較 正が可能となった[2].

さらに本研究では、気象庁の全球大気監視較正セン ターの活動において、過去10年間にアジア・南西太平 洋地域を対象として実施されたメタン標準ガスの巡回 比較実験の結果を調査した.その結果、較正結果の比 較実験はWMO標準スケールのトレーサビリティーを 確認するために有効であり、今後、新装置を用いるこ とによってより正確にスケールの違いを評価できるこ とが期待された.



図1 新較正装置による5回測定の標準偏差.

- Matsueda, H., et al., 2004, *Papers in Meteorology* and Geophysics, 54, 91-109, https://doi.org/10.2467/mr ipapers.54.91.
- [2] Matsueda, H., et al., 2018, Papers in Meteorology and Geophysics, 67, 57-67, doi:10.2467/mripapers.67.57.

# 2013-2018年に千葉で観測された NO<sub>2</sub>、VOC、対流圏オゾン濃度のトレンド

\*米川大地、入江仁士(千葉大学)

### 1. はじめに

対流圏オゾン(O<sub>3</sub>)は光化学オキシダントの主成分 であるだけでなく、第三の温室効果ガスでもあり、 近年では短寿命気候汚染物質(Short-Lived Climate Pollutants; SLCPs)としてもその重要性が広く認識 されている。人体に悪影響を及ぼす大気中の二酸化 窒素(NO<sub>2</sub>)や揮発性有機化合物(Volatile Organic Compound; VOC)はO<sub>3</sub>の前駆物質であるなど、大気 中の光化学反応において中心的な役割を果たしてい る。しかしながら、これらO<sub>3</sub>やNO<sub>2</sub>、VOCの濃度 トレンドの理解は我が国においても未だ不十分であ る。このように、それらの大気中濃度の変動を理解 することは極めて重要である。

先行研究では、衛星観測によって得られたデータの解析により、日本全体のNO2濃度が2013年まで 減少傾向、2013年から2015年までは増加傾向を示 した[1]。また、富士山の八方尾根で観測された春季 におけるO3の濃度は2012年から2016年まで同程 度の濃度を維持していることが報告されている[2]。 最近のO3の増加の要因として、中国からの越境汚染 が重要[3]であるが、中国の大気汚染の改善傾向が報 告される中、濃度トレンドとその要因について詳細 に調べることは大変興味深い。

本研究では、 $O_3$  やその前駆物質である  $NO_2$  や VOC に着目する。これまで報告された  $NO_2$ 、VOC、  $O_3$ の濃度トレンドが十分に理解されていない中、本 研究では 2013 年から 2018 年までのトレンド解析 を行いつつ、その要因について議論する。

# 2. 方法

本研究では、2013 年から 2018 年までの 6 年間、 SKYNET 千葉サイト(北緯 35.63 度、東経 140.10 度、 海抜 21m)において、多軸差分吸収分光装置(Multi-Axis Differential Optical Absorption Spectroscopy; MAX-DOAS)を用いて高度 0-1 km の NO<sub>2</sub>、ホルムア ルデヒド(HCHO; VOC の代替として)、O<sub>3</sub> の連続観 測を東西南北の 4 方向で実施した。また、MAX-DOAS の結果を補助するためにアメリカ航空宇宙局 (NASA)の大気観測衛星 Aura に搭載されている OMI(Ozone Monitoring Instrument)センサーによっ て観測されたデータ、環境省大気汚染物質広域監視 システム(そらまめくん)によって観測されたデータ を使用した。

# 3. 結果

解析結果の一部を図1に示す。SKYNET 千葉サ イトの北側では NO<sub>2</sub> と HCHO 濃度は約 30%減少 したが、O<sub>3</sub> の系統的な減少は認められなかった。 同様の傾向は、OMI センサーによって観測された 対流圏 NO<sub>2</sub>カラムデータや、そらまめくんによっ て観測された NO<sub>2</sub>、非メタン炭化水素(NMHC; VOC の代替として)、光化学オキシダント(O<sub>x</sub>; O<sub>3</sub> の代替として)の濃度データからも確認された。こ れらの結果はこれまでの報告と矛盾しない。

また、2013 年と 2018 年の HCHO/NO<sub>2</sub> 比を比 較するとほとんど変化がなかった。このことから、 千葉における  $O_3$  の生成レジームはほとんど変化 していないことが示唆された。

本講演では、4 方向の MAX-DOAS や OMI、そら まめくんも含めた解析結果を総合的に評価し、トレ ンドとその要因を議論する。



図1.2013 年から2018 年までの期間において千葉 で北向きに設置された MAX-DOAS により観測され た紫外域で導出された NO<sub>2</sub>(左上)、可視域で導出さ れた NO<sub>2</sub>(右上)、HCHO(左下)、O<sub>3</sub>(右下)の濃度の時 系列プロット。7 時から18 時までのデータを利用し た。

### 参考文献

[1] Irie et al., 2016, SOLA., 12, 170-174

[2] Okamoto et al., 2018, JGR Atmos., 123, 12,980-12,993.

[3] Nagashima et al., 2017, Atmos. Chem. Phys., 17, 8231-8246.

# GOSAT-2 短波長赤外プロダクトの初期解析結果

\*吉田幸生、押尾晴樹、染谷有、大山博史、亀井秋秀、 森野勇、内野修、佐伯田鶴、丹羽洋介、齊藤誠、野田響、松永恒雄(国立環境研究所)、TCCON partners

### 1.はじめに

温室効果ガス観測技術衛星2号 GOSAT-2 (Greenhouse gases Observing SATellite-2)は2018/10/29に 打ち上げられ、2019/02/01より定常運用が開始された。 GOSAT-2は、2009年に打ち上げられ現在も運用中の温 室効果ガス観測技術衛星 GOSAT の後継機であり、二酸 化炭素(CO<sub>2</sub>)、メタン(CH<sub>4</sub>)に加え、一酸化炭素(CO)が新 たな観測対象となっている。GOSAT、GOSAT-2ともに主 センサはフーリエ変換分光計(FTS; Fourier Transform Spectrometer)で、短波長赤外(SWIR; Short-Wavelength InfraRed)から熱赤外(TIR; Thermal InfraRed)にかけて複 数のバンドを有している。TIR スペクトルは中部対流圏~ 下部成層圏にかけての気体濃度プロファイルに比較的高 い感度を示す一方で、地表付近の濃度に対する感度は 低い。他方、SWIR スペクトルは高度分解能は悪いものの、 地表面を含む大気全層(カラム量)に対して感度を持つ。

# 2. GOSAT-2 短波長赤外プロダクトの初期解析結果

NIES は SWIR スペクトルから CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO のカラム 平均気体濃度 (XCO<sub>2</sub>, XCH<sub>4</sub>, XCO)を導出するアルゴリズ ムの開発と処理、導出結果の検証を担当している。SWIR スペクトルからカラム平均気体濃度を導出する際の最大 の誤差要因として、エアロソルの散乱等による光路長変 動が挙げられる。GOSAT で用いているアルゴリズムは、 エアロソル等の特徴を記述する物理量を用いて光路長変 動の影響を含む理論スペクトルを計算し、導出に利用す る Full-Physics 法と呼ばれる手法に分類され、カラム平均 気体濃度と同時にエアロソル物理量等を同時推定するこ とで光路長変動の影響低減を図っている。GOSAT-2 では Full Physics 法に基づくカラム平均気体濃度プロダクトの他 に、雲・エアロソルの影響を比較的受けにくい Proxy 法に 基づく XCH<sub>4</sub>、XCOもプロダクトに加える。

図 1 に Proxy 法に基づく XCH4、XCO の全球分布を示 す。それぞれの気体の発生源付近で周辺よりも高濃度と なっており、その値は TCCON (Total Carbon Column Observing Network) による地上設置高分解能 FTS から得 られたカラム平均気体濃度とも整合している。図 2 には GOSAT-2 の Proxy 法で得られた XCH4 と GOSAT の Full Physics 法から得られた XCH4 の比較を示す。両者の差 異・ばらつきは小さく、良好な結果が得られていることがわ かる。



図 1. Proxy 法によるカラム平均気体濃度。(a) XCH4、(b) XCO。 観測期間は 2019/03/05~2019/04/03。



図 2. GOSAT (Full Physics 法) と GOSAT-2 (Proxy 法) の同期観測で得られた XCH4の比較。
## 地上光学観測による奈良盆地におけるエアロゾルの研究

久慈 誠、\*神谷 美里、中辻 菜穂、廣瀬 沙羅(奈良女子大学)

### 1. はじめに

エアロゾルは太陽放射を散乱・吸収することによって 直接的に、また雲の凝結核となることによって間接的に、 地球の放射エネルギー収支に影響を及ぼす。また、エア ロゾルは大気環境に影響を与える要因の一つである。近 年、東アジア域では急速な経済発展に伴う大気汚染が深 刻化しており、エアロゾルによる大気環境への影響が懸 念されている。その為、エアロゾルの動態を把握するこ と、特に人間の住む大気下層のエアロゾルの動態を把握 することは重要である。

そこで、本発表では空気サンプリング、リモートセン シング、並びに目視観測によって得られた、奈良盆地に おけるエアロゾルの経年変化について報告する。

## 2. 観測データと解析方法

本研究では、Optical Particle Counter (OPC)、サン フォトメータ (MICROTOPS)、並びに視程観測データ を使用した。

【OPC】光散乱によってエアロゾルの粒子数濃度を粒径 毎に測定する。観測粒径は、0.3 µm 以上、0.5 µm 以上、 1.0 µm 以上、2.0 µm 以上、5.0 µm 以上である。観測 場所は奈良女子大学、観測時刻は 14:00 JST である。観 測期間は 2013 年 9 月から現在も継続中である。

【MICROTOPS】太陽直達光の波長別の測定から、エア ロゾル量に相当する光学的厚さを推定することができ る。観測波長は 380、440、675、870、936 nm である。 観測場所は奈良女子大学、観測時刻は 14:00 JST であ る。観測期間は 2014 年 2 月から現在も継続中である。

【視程】視程とは、地表面付近の大気の混濁具合を見通 しの距離で表したものである。奈良地方気象台での視程 観測は 9:00、15:00、21:00 JST の1日3回行われてお り、本研究では OPC と MICROTOPS の観測時刻に最 も近い 15:00 JST の観測値を使用した。

尚、OPC と視程の比較については非降水時のみの データを、OPC と MICROTOPS の比較については快 晴時のみのデータを使用した。

## 3. 結果

図1に2013年9月から2019年3月における粒径区 間毎の粒子数濃度と視程の月平均値の時系列を示す。粒 子数濃度ごとの傾向を調べたところ、全粒子数濃度で減 少傾向が見られた。さらにこの傾向を検証するためR言 語を用いた統計解析を行ったところ、0.3~0.5 µm、0.5 ~1.0 µm、5.0 µm~で P 値が 0.05 を下回り、明瞭な負 のトレンドがあることが分かった。これより、奈良盆地 では大気の清浄化の傾向がある事が示唆される。



図1 2013 年 9 月から 2019 年 3 月における粒径毎の 粒子数濃度と視程の月平均値の時系列。左縦軸は粒子 数濃度 (Particles L<sup>-1</sup>)、右縦軸は視程 (km)、横軸 は年を示す。尚、粒子数濃度は常用対数で表している。 ×は 0.3~0.5  $\mu$ m、+は 0.5~1.0  $\mu$ m、□は 1.0~2.0  $\mu$ m、▽は 2.0~5.0  $\mu$ m、◇は 5.0  $\mu$ m 以上の粒子数濃 度、●は視程を表す。

さらに、2014 年 2 月から 2018 年 8 月における 0.3  $\mu$ m 以上の粒子数濃度と光学的厚さの相関を調べた。そ の結果、波長 440 (870) nm で 0.75 (0.53) と強い (比較 的強い) 相関が得られた。これにより、OPC は大気下 層、MICROTOPS は大気全層と、それぞれ異なる範囲 のエアロゾルを観測しているが、大気下層の粒子数濃度 が増加すると、大気全層のエアロゾル量も増加する傾向 があることが分かった。

### 4. まとめと今後の課題

OPC、MICROTOPS、並びに視程観測データの解析 を行い、5年間にわたる奈良盆地におけるエアロゾル の特徴について調べた。その結果、地表面付近のエア ロゾル量が減少傾向にあることがわかった。また、大 気下層(OPC)のエアロゾル量が増加すると大気全層 (MICROTOPS)のエアロゾル量も増加することが分 かった。今後は微小粒子状物質 Particulate Matter 2.5 (PM2.5)との比較を行うことで、より詳細に奈良盆地に おけるエアロゾルの動態把握を進める予定である。

謝辞 視程観測データは気象庁より提供を受けました。 御礼申し上げます。奈良女子大学の川野いち子さんには データ解析でご協力頂きました。

# 中部山岳域におけるカラマツ林のフェノロジー観測と陸域 生態系モデルへの導入

\*栗林正俊 (長野県環境保全研究所),高橋善幸 (国立環境研究所),伊藤昭彦 (国立 環境研究所)

## 1. はじめに

我が国は緩和策の推進に加えて、地方公共団体が地 域の適応策の推進に努めることを法的に位置づけた. 長野県における人工林の 55%を占めるカラマツは、林 業樹種で唯一の落葉樹であり、気候変動で葉群フェノ ロジーが変化して生育期間が延びると、CO2 吸収量が 増加する可能性がある.将来の気候に適した森林管理 は、緩和策と適応策の両方に効果が期待できるが、長 野県のカラマツ林の炭素収支を予測した研究はほとん どなく、まずは予測に用いる陸域生態系モデルの精度 を向上させる必要がある.そこで、本研究の目的は、 長野県のカラマツの葉群フェノロジーと積算気温の関 係を評価し、これを陸域生態系モデルに導入してカラ マツ林の炭素収支の計算精度を検証することとする.

### 2. 方法

長野県環境保全研究所(標高 1030 m)の敷地のカラマ ツ林において,自動気象観測とLAI-2200による植物面 積指数(PAI)の手動観測を行う.次に,PAIの変化から 展葉・落葉のタイミングを定義して積算気温との関係 を評価するとともに,衛星観測に基づき評価されたカ ラマツの展葉開始日・落葉完了日と積算気温の関係式 [1]と比較する.地上観測と衛星観測に基づく各関係式 を陸域生態系モデル(VISIT [2])に導入し,国環研の富士 北麓フラックス観測サイト(標高 1100 m)のカラマツ林 の炭素収支を再現計算して観測値と比較することで, 地上観測に基づく関係式の導入の効果を検証する.

### 3. 結果

PAI と気温の地上観測に基づきカラマツの落葉完了 日と積算気温の関係を解析した結果,日平均気温 18℃ 以下の日の積算気温が約-400℃で落葉が完了した.これ は衛星観測に基づく関係式[1]に比べて 140℃低い.同 様に,地上観測に基づいて展葉開始日と積算気温の関 係を解析した結果,日平均気温 2℃以上の日の積算気温 が約 200℃で展葉が開始した.これは衛星観測に基づく 関係式[1]に比べて約 60℃高い.

衛星観測と地上観測に基づく各関係式を VISIT に導入して炭素収支を再現すると、衛星観測に基づく式を 導入した場合は秋季の GPP を過小評価するのに対し、 地上観測に基づく式を導入した場合は観測値とよく整合した(図 1). RE に関しても,GPP に比べ小幅ながら地上観測に基づく式を導入した場合には秋季の過小評価が改善された.結果として,NEP についてもGPP と同様の結果が得られ,フェノロジースキームの高度化は炭素収支の再現精度を向上させることが示唆された.



図 1 富士北麓フラックス観測サイトにおける 2013 ~2014年の炭素収支の観測値とモデル値の比較. (a)総光合成生産量(GPP), (b)生態系呼吸量(RE), (c)生態系純生産量(NEP).

### 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 (2RF-1803)により実施された.

- [1] Nagai, S. et al., 2015, Int. J. Biometeorol, 59, 47-54.
- [2] Ito, A., 2010, J. Plant Res., 123, 577-588.

# 地表大気ガス濃度の急減少:大気ガス成分直接観測と 3-Dコヒーレントドップラーライダーによる風観測

\*高島久洋 (福岡大理), 原圭一郎 (福岡大理), 大平湧貴 (福岡大理), 高見昭憲 (環境研), 吉野彩子 (環境研), 藤吉康志 (北海道大), 林政彦 (福岡大理)

## 1. はじめに

福岡市にある福岡大学 (33.55 °N, 130.36 °E) にて様々 な大気ガス濃度の直接連続観測を実施してる. 窒素酸 化物等の濃度がわずか数分間で急減少する事例が,季 節によらず観測されており,本研究では 3-D コヒーレ ントドップラーによる 3 次元風観測データを用いて, その変動要因を明らかにすることを研究目的として, 解析を行った.

### 2. 観測

本研究では、窒素酸化物 (NOx, NO<sub>2</sub>, NO), 二酸化硫黄 (SO<sub>2</sub>), オゾン (O<sub>3</sub>), 一酸化炭素 (CO), 温度・湿度・気 圧の連続観測データを用いた (1 分値). また福岡大学 に設置した 3-D コヒーレントドップラーライダー [1] による S/N 比およびドップラー速度を用いた. ライダ ーは分解能 60 m (最大観測距離12 km) で、固定仰角で 方位角スキャンの PPI と方位角固定で仰角方向スキ ャンの RHI 観測を組み合わせ て (PPI 0°, 0°, 2°, 10°, 0°, RHI 112°, 112°, 112°, 0°, 0°, 0°, 0°), 1 サイクル 30 分程の観測を実施している.

### 3. 結果·考察

NOx が数分間で急減少する事例が約1年間で5例程度、 夏季・冬季に観測された. 2018年2月23日の事例を図 1 に示す. NOx 減少時に NO 濃度は検出下限まで減少 する. この事例では CO 観測が欠損だが、 CO の減少が 他の事例で見られた. 一方で O3 は急増する. また急変 化後のガス濃度の変動は小さい. ドップラーライダー 風観測データをみると (図 2), 2月23日の事例を含め、 変化前に地表付近に安定層 (逆転層) があり (観測高 度から高度 50-300 m まで). 急変化時に解消される. 地表の安定層が徐々に薄くなり解消される場合と,急 に解消される場合が観測された. 解消時にNOx や CO のように地表付近が発生源と考えられる成分は増大し、 上空で濃度が高いと考えられる O<sub>3</sub> は減少する. 急変 化をもたらす地表近傍の安定層は大気環境の観点から 重要と考えられ,層の解消並びに鉛直拡散が地表ガス 濃度を急変化させると考えられる.







図 2.2018 年 2 月 23 日に福岡で観測したドップラー速度 (m/s)の水平・高度断面図 (方位角 112°).

参考文献 [1] 藤吉康志, 2013, ながれ, 32, 301-306.

謝辞:環境省が実施している窒素酸化物観測データ,福岡管 区気象台が実施している全天日射量データを用いた.図の作 成に地球流体電脳ライブラリを用いた.

# Effect of dry-season vegetation on dust occurrence at Tsogt-Ovoo in the northern Gobi Desert

\*Wu J., Kurosaki Y. (Arid land research center, Tottori University)

### 1. Introduction

The northern Gobi Desert is the major source for Asian dust. The occurrence of dust causes environmental and social-economic problems not only in source regions, but also in downwind regions. Simulation model is supposed to forecast dust occurrence to avoid those damages. However, due to a lack of understanding on erodibility, which is susceptibility of land surface (vegetation, soil crust, etc.) to wind erosion, it is still difficult to accurately predict dust occurrence. Early studies pointed out vegetation in summer closely related to dust occurrence in the following spring, and proposed a hypothesis that the summer vegetation could be remained as dead leaves till next spring, thus protecting land surface [1]. However, few studies have dealt with monitoring of dry-season vegetation in the northern Gobi Desert. The present study is aimed to investigate dry-season vegetation using MODIS data, and to clarify its influence on dust occurrence in the Mongolian Gobi.

### 2. Data and Method

The observation site at Tsogt-Ovoo in the northern Gobi Desert was set up in 2012 by Arid Land Research Center, Tottori University (Fig. 1). Sand saltation was measured using saltation counter sensor (UD-101, Chou Kosoku Ltd.). Data of dust occurrence, wind speed in April 2012-2018 and precipitation in the growing season (May-September) from 2011 to 2017 were extracted from SYNOP reports. An erodibility index (dust occurrence ratio, DOR), which is defined as the ratio of dust occurrence frequency (DOF) and strong wind frequency (SWF), is proposed to express land surface conditions.

Dry-season vegetation cover is derived from the Soil Tillage Index (STI), which is the ratio of MODIS short-wave infrared bands at 1.6 and 2.1  $\mu$ m [2]. The MODIS Nadir BRDF-adjusted reflectance products from 2012 to 2018 were used to calculate STI. The annual maximum NDVI data during 2011-2017 were extracted from MODIS NDVI products.



Fig. 1 Observation site at Tsogt-Ovoo, Mongolia.

## 3. Results and Discussion

As shown in Fig. 2, inter-annual variation in dust

occurrence (DOF) from 2012 to 2018 is dependent on erodibility (DOR, r=0.83, p<0.5). Considering erodibility factors of the dry-season vegetation (STI), NDVI and precipitation in the previous year, we found that relationship between DOR and STI (r=-0.46) is closer than that with NDVI (r=-0.27) and precipitation (r=-0.1). Dry-season vegetation cover shows stronger impact on dust occurrence.

Sand saltation counts in April 2018, with lower coverage of dead leaves, are much higher than those in 2017 at three observation sites (MainSite, SubSiteA and B).



Fig. 2 Variations in (a) DOF, SWF, DOR; (b) STI in April 2012-2018, and (c) precipitation in the growing season and the annual maximum NDVI from 2011 to 2017.



Fig. 3 (a) Dry-season STI and (b) sand saltation counts at MainSite, SubSite A and B in April 2017 and 2018.

#### Reference

- [1] Kurosaki, Y., et al., 2011, Geophys. Res. Lett., 38, 11.
- [2] Kergoat, L., et al., 2017, Geophys. Res. Lett., 12, 10.

# インド北部におけるレーザメタン計観測結果の解析 \*白井玖実,林田佐智子(奈良女子大学),松見豊(名古屋大学), 寺尾有希夫・野村渉平(国立環境研究所)

### 1. はじめに

水田はメタンの発生源の一つである。水田からのメタン発 生の特性を把握する為、インド北部の大規模な水田地帯にあ る Sonepat を観測場所として選定し、現地にてフラスコサン プリング\*とレーザーメタン計\*\*による観測を行った[1]。水田 地帯においては、モンスーンの時期にメタンの発生量が高く なることが期待されるが、フラスコサンプリングの結果から は、メタン濃度が冬に相対的に高濃度をとることがわかって いる(図1)。

フラスコサンプリングによる測定は、高精度だが連続観測 が難しく観測頻度は週一回である。一方、レーザーメタン計 [2]は絶対精度はあまりよくないが、連続観測可能で時間分解 能が非常に高い。そこで、本研究では、両観測結果を観測の 時間代表性として相補的にとらえ、メタン濃度の日内変化と 季節変動を明らかにし、冬期に高濃度メタンをもたらす主な 発生源を、後方流跡線解析などを用いて明らかにする。

### 2. 方法

観測地点(29.0°N, 77.2°E)は、インド国 Haryana 州 Sonepat の 水田地帯に位置する。レーザーメタン計の観測は、名古屋大 学によって実施され、0.5 秒に1回の計測が可能だが、本研究 では10分毎の平均値を1つのデータとして利用している。フ ラスコサンプリングで採取された試料のメタン濃度分析は、 国立環境研究所の GC-ECD を用いて 2ppb の精度で行われた。 本研究では、レーザーメタン計のデータが継続してとられた 2015 年に着目する。

### 3. 結果

### 1)メタン濃度の日内変化

メタン濃度は午前6~8時の朝の時間帯に最大値をとり、深夜 23~1時の時間帯にセカンドピークをとることが多いが、混 合層の高さの影響を受けていると考えられる(図2-a)。フラス コサンプリングは基本的に午後13~15時に実施され(図2-b)、 メタン濃度の変動が安定した時間に計測できている。日変動 パターンの季節変動性が図1の季節変動の要因ではないこと は確認できている。

2)フラスコサンプリングと同じ時間帯(午後 13~15 時)のレー ザーメタン計の観測結果のみを抜き出して、箱ひげ図を用い て、月変化を示した(図3)。四つの季節に分類すると、中央値 は、第 IV 期を除いて 2.0~2.4ppm で、第 I 期に最も高く、そ の次に第 III 期が高くなっている事がわかる。1-2 月では、75 パーセンタイル値から最大値までの幅がその他の月よりも大 きく、平均値が中央値よりも高くなっている。このことから、 特に高濃度の空気塊が頻繁に観測されたことがわかる。 第 III 期は水田からのメタン発生の影響を受けていると考え られる。今後、後方流跡線解析を行なって、高濃度のメタン 空気塊がどこから来ているのかを詳細に分類する。



図 3:レーザーメタン計データ(午後 13 時~15 時)の月毎の 箱ひげ図。ひげは最大値と最小値を示す。◆は平均値。\*は フラスコサンプリングの値。解析したレーザーメタン計の 各月のデータ数をグラフ下に記入した。

参考文献

[1]林田佐智子, 2018, 気象学会秋大会予稿集, [2]Matsumi, Y., et al., 2016, SPIE Newsroom,

### 謝辞

Sonepat での観測には東京大学の今須良一氏、デリー大学の S. Dhaka 氏の協力を得ました。\*環境研究総合推進費(2A-1202, 2-1502), \*\*文部 科学相 GRENE 事業「衛星データ等複合利用による東アジアの二酸化 炭素、メタン高濃度発生源の特性解析」の支援を受けました。 地上 FTIR スペクトルから解析された HFC-23 の長期変動 \*武田真憲<sup>1,2</sup>,中島英彰<sup>2,1</sup>,村田功<sup>1</sup>,長濱智生<sup>3</sup>,森野勇<sup>2</sup>,木名瀬健<sup>4</sup> <sup>1</sup>東北大院 環境,<sup>2</sup>国立環境研,<sup>3</sup>名古屋大 ISEE,<sup>4</sup>気象研 環境・応用気象研究部

## 1. はじめに

我々のグループは、日本の陸別(43.5%N, 143.8%E)と つくば(36.1°N, 140.1℃)、そして南極の昭和基地(69.0°S、 39.6°E) において高い波数分解能(0.0035 cm<sup>-1</sup>)を持つ フーリエ変換赤外分光計(FTIR)を用いた大気微量成 分の長期観測を実施してきた. クロロフルオロカーボ ン (CFCs) やハイドロフルオロカーボン (HFCs) を含 むフロン類の大気中濃度は非常に低く、その変動もわ ずかであるため、これらの高度分布を赤外分光観測に よって求めるためには様々な工夫が必要である。とり わけ、CHF3 (HFC-23) の赤外吸収領域には多くの大気 微量成分 (H<sub>2</sub>O, HDO, N<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, CFC-12, PAN など) の吸収線が干渉しており、これまでに地上設置型 FTIR を用いた観測事例は報告されていない. HFC-23 は長寿 命で高い温室効果を有する気体であり、地球温暖化問 題を考える上で、その大気中濃度の継続的なモニタリ ングは不可欠である.本研究では、上記3箇所の地上設 置型 FTIR によって取得された太陽光の中間赤外 (MIR) スペクトルから HFC-23 の高度分布を算出する手法を 考案し、それよって導出されたHFC-23濃度とガスクロ マトグラフ質量分析計 (GC-MS) による地表現場観測 データの長期変動を比較することで精度検証を行う.

### 2. 解析手法

FTIR で取得された観測スペクトルから大気微量成分 の高度プロファイルを逆推定する手法として、最大事 後確率推定法の1つである最適推定法(OEM)が用い られる[1].本研究では、OEM を基にアメリカ国立大気 研究センターで開発された解析アルゴリズム SFIT4 version 0.9.4.4 (https://wiki.ucar.edu/display/sfit4/)を用い て、HFC-23高度分布の最適解を算出する.解析は、陸別 では1995-2010年、昭和基地では2007-2016年、つく ばについては2018年以降の観測スペクトルに対して行 う.解析に使用する波数領域は、1138.5-1148.0 cm<sup>-1</sup>と 1154.0-1160.0 cm<sup>-1</sup>の2つの MIR 領域を選択した.HFC-23 等フロン類と PAN の吸収線パラメータには擬似線 パラメータを使用し、H2O には ATM18 ラインパラメー タを用いた (https://mark4sun.jpl.nasa.gov/pseudo.html). その他の気体の吸収線パラメータは、HITRAN2008[2] を用いた.フォワードモデルに使用する気温,気圧の 高度分布は、地上から40kmに対してNCEP Reanalysis-1の日平均データ、40km以上にはCIRA86月別気候デ ータを採用した.HFC-23の高度分布の先験値(アプリ オリ)は、Naikらのモデル計算値[3]を参考に、地表濃度 が陸別で16ppt、つくばと昭和基地では24pptvになる ようにスケーリングしたプロファイルを採用した.H<sub>2</sub>O と HDO, CH4のアプリオリは観測スペクトルごとに事 前に異なる波数領域で解析された高度分布を使用し、 その他の干渉化学種については大気化学気候モデル WACCM version 6の月平均データの高度分布を用いた.

### 3. 解析結果

本研究によるHFC-23のリトリーバルは、地上から下 部成層圏までの高度領域にのみ感度を有し、高度分解 できる程の情報は得られなかった.しかし、解析され た HFC-23 について大気全層で加重平均した体積混合 比の月平均値と AGAGE 地表観測ネットワークによる GC-MS 現場観測値の時系列を比較すると(図1)、FTIR による HFC-23 の長期変動は AGAGE とほぼ一致して おり、昭和基地 FTIR 観測の増加トレンド(3.6±0.3%/ 年)とケープ・グリム(40.7°S, 144.7°E)における AGAGE 観測のトレンド(3.5±0.0%/年)は標準誤差の範囲内で 一致する結果となった。



図 1: 地上 FTIR 観測および AGAGE 地表現場観測による HFC-23 の大気中濃度の時系列図.

- Rodgers, C. D., 2000, Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice, World Scientific.
- [2] Rothman, L. S., et al., 2009, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 110, 533–572.
- [3] Naik, V., et al., 2000, J. Geophys. Res., 105, 6903-6914.

# 差分吸収ライダーによる境界層中の CO2 濃度観測 ~水平移流の事例検討~

\*柴田 泰邦,長澤 親生, 阿保 真(首都大学東京システムデザイン研究科)

\*Yasukuni Shibata, Chikao Nagasawa, Makoto Abo (Tokyo Metropolitan University)

### 1. はじめに

波長 1.6 µm の差分吸収ライダー (DIAL: Differential absorption lidar)を用い、下部対流圏における鉛直 CO2 濃度 分布の連続観測を継続的に行っている[1-3]。これまでの観測 結果から、夜間は地上から高度 1.5~2.0 km 付近まで 400 数 + ppm、昼間は光合成による CO2 の吸収で境界層内は 400 ppm 前後へと減少する日変化が、時間分解能 30 分、高さ分 解能 300 m で観測されている。また、イベント的に CO2 濃度 が急上昇する様子も観測されている。このように、DIAL によ る CO2 観測は、日変化だけでなく、短時間に増減するイベン トを捉えることが可能である。

2019年1月23日午後に埼玉県秩父市堂平山付近で山林 火災が発生した。東京都日野市の首都大学東京 日野キャン パスに設置してある DIAL で、この山林火災に起因する CO2 ガスの移流の有無を計測したので報告する。

### 2. DIAL 観測結果

2019年1月23日午後に埼玉県秩父市定峰・比企郡ときが わ町堂平山(標高 875.8 m)付近で山林火災が発生し、26日 昼前に鎮火した。煙は山林の南斜面を上昇したのち、海抜 1.2 km 付近の強い西風に流された。図1に首都大学東京で DIALにより観測した1月24日のCO2混合比プロファイルを、 図2に埼玉県環境科学国際センター騎西観測所で計測さ れた1月23日~24日の地上CO2混合比データを[4]、図3 に堂平山(23日12UTC)を起点とした前方粒跡線解析結 果(初期高度は900m, 1000m, 1200m)を示す。火災発生 後、堂平山から見て風下に当たる騎西において CO2混合比 が上昇している。一方、日野キャンパスでは高度1km以上に おいて CO2混合比の上昇は確認できなかった。粒跡線解析 からも、騎西付近の上空を通過しているが、日野キャンパス (TMU)の上空を通過していないことが分かる。

### 3. まとめ

埼玉県堂平山で発生した山林火災時に DIAL による大気 境界層中のCO2混合比観測を行ったが、火災由来によるCO2 は確認できなかった。観測当時、上空は西風が卓越していた ため、堂平山から南南東方向の首都大学東京 日野キャンパ スには CO2が移流しなかったと推察できる。

謝辞:本研究を行うにあたり、騎西局の CO2 データは参考文 献記載の Web ページより取得した。また、NOAA 大気資源研 究所のHYSPLIT 流跡モデルを利用した。これらに対し、謝意 を表す。

### 参考文献

- [1] Y. Shibata, et al., 2017, Appl. Opt., 56, 1194-1201.
- [2] Y. Shibata, et. al., 2018, Sensors, 18, 4064.
- [3] 柴田他, 2018, 気象学会 2018 年度春季大会, B456.

[4] http://www.kankyou.pref.saitama.lg.jp/CO2/co2data.html



図1 DIAL による CO<sub>2</sub> 混合比観測結果(首都大学東京 日野キャンパス)。高度 390 m 以下は地上観測(LI-7500)と高度 390 m の DIAL データを線形補間。



図2 埼玉県環境科学国際センター騎西観測所の地上 CO2観測データ(速報値)



図3 前方粒跡線解析結果(堂平山,1月23日12 UTCを 起点、初期高度は900m,1000m,1200m)

大 会 第 3 日 午 後

# E-S 風系型首都圏短時間強雨への下層水蒸気の寄与 - 2017 年 8 月 19 日の事例 -

\*小司禎教, 酒井哲, 足立アホロ (気象研究所),

Yoshinori SHOJI, Tetsu SAKAI and Ahoro ADACHI (Meteorological Research Institute),

## 1. はじめに

東京23 区の高温日午後の強雨に先立つ関東平野の風 系は、鹿島灘沿岸から吹く東寄りの風と、相模湾沿岸 から吹く南寄りの風とが23 区から多摩にかけて収束す るパターンになっていることが多い([1]).この E-S 型風 系の特徴を有する2017年8月19日,解析雨量で74mm/h (武蔵野市付近 17:30)を記録し、世田谷区で落雷の被害 をもたらした豪雨について、下層水蒸気の寄与を考察 した.

### 2. 解析方法

[2]に倣い,気象庁メソ解析(MA)を初期値に1km 解像 度のNHMを実行し,WRF ver.4.0 により気象庁の地上 及び地域気象観測,WINDAS,及びGNSS可降水量を 10分毎に3次元変分法で同化し,解析値を考察に利用 した.高層気象台のゾンデ観測と比較し,高度1kmよ り下層で一致度が向上していることを確認している[3].

### 3. 結果

図1に15時20分の(a)500m高度の混合比(カラー) と水蒸気フラックス収束(青線),気温(白線),(b)LFC (カラー)と CAPE(白線)を示す.同時刻では気象 庁合成レーダーで東京周辺に顕著なエコーは観測され ていない.赤い太線は1時間後の合成レーダーで 10mm/h 以上の降水強度域を示す. 図 1(a)から、23 区の北東方向から相対的に気温の低 い東寄りの風が吹いており、南からの南風との間で収 束していること、水蒸気フラックス収束の強い領域が 23 区北半分に東西に分布し、その北側で東西に水蒸気 量が多いことがわかる.図 1(b)から、東西に分布する 水蒸気量の多い領域で LFC が低く、CAPE が大きな値 となっている.1時間後には東京多摩北東部から23 区 北西部にかけて降水が強化していた.

図 2 には、図 1(b)で LFC の最も低い領域の N35.8, E139.7(図中赤▲)と、その南側 N35.7, E139.7 (図中オレ ンジ▼)のモデル最下層から高度 2km までの気温プロ ファイルを示す.両地点で対流抑制(CIN)がほとんどゼ ロであった.北側(N35.8)の地点は南側(N35.7)より気温 が低く,露点温度が高く,より下層で LFC に達し, CAPE が高くなっていた.

首都圏における短時間強雨の監視に、下層水蒸気の 把握が重要であることが示唆される.

### 参考文献

[1] 藤部文昭ほか, 2002, 天気, 49, 395-405.

[2] 小司禎教, 気象学会 2018 年度春季大会予稿, B164.

[3] 小司禎教他, 気象学会 2018 年度秋季大会予稿, P320.

### 謝辞





本研究の一部は科研費 17H00852 の助成を受けた.



図2 図1(b)の▲▼点における気温プ ロファイル(黒、灰線)と、モデル最 下層の空気を持ち上げた場合の温度 変化(赤、オレンジ).

# 地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 一首都圏観測展開の加速-

\*川村 誠治、花土 弘、金丸 佳矢、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(日本アンテナ)

### 1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)では、現状予測が困難な局 地的大雨等の時空間スケールの小さな気象現象の予測を 目標に、地上デジタル放送波を用いた水蒸気量推定手法の 研究開発に取り組んでいる[1]。地デジ放送波の伝搬遅延 をピコ秒レベルで精密に測定することで水蒸気量の情報 を得ることが可能になる。これまでに水蒸気量推定のため の観測配置として同期法と反射法の2つを提案し、このう ち反射法により水蒸気遅延の相対変動が妥当に観測でき ていることを示している[2]。現在この手法を用いた観測 を首都圏複数地点で実施しており、今年度以降さらに展開 を加速していくフェーズにある。本発表では観測展開の現 状と、今後の展望について報告する。

### 2. 手法 (反射法) 概要

地デジ放送波の伝搬遅延は遅延プロファイルの位相を 用いて計測される。ピコ秒の精度で測定をするためには、 放送局や受信点の局部発振器の位相雑音が大きな誤差要 因となる。反射法では、電波塔と受信点を含む直線上で、 受信点から電波塔と反対方向にある反射体を用い、受信点 において直達波と反射波を同時に受信する。直達波、反射 波ともに放送局と受信点の局部発振器の位相雑音が乗っ ているが、これらの位相雑音は全く同じものなので、両者 の差を取ることで位相雑音を相殺でき、受信点と反射体の 間の往復分の伝搬遅延が測定される。

### 3. 首都圏観測展開の現状

図1に2019年7月現在の観測展開の現状を示す。戦略 的イノベーション創造プログラム(SIP)第1期によって開 発されたマルチパラメータ・フェーズドアレイレーダー

(MP-PAWR)が2018年3月から埼玉大学において観測を開始している。このレーダーによる降雨観測エリア内に水蒸気観測を目的として本観測の展開を進めている。2019年7月現在8地点で連続観測を実施しており、その他にも複数地点で試験観測を実施している。反射法を用いているため観測ターゲットとなるエリアは観測地点からスカイツリーに対して後方となる(図中の太実線)。基本的に全ての地点で東京スカイツリーからの電波を受信するが、地点によってはテレビ埼玉、テレビ神奈川、千葉テレビなど、東



図1:首都圏観測展開の現状(2019年7月現在)

京スカイツリー以外の電波塔からの電波も受信が可能で ある。そういった地点では複数の基線が取れるため、積極 的に複数の局を受信して利用している。取得データの一例 として、2019年7月3日の24時間の観測データを図2に 示す。現在1秒値を1分毎に1ファイルにして、携帯回線 を使って準リアルタイムでデータ収集をしている。

### 4. 今後の計画

現在本研究は、主に SIP の枠組みを使って観測展開を 進めている。2020 年のオリンピック・パラリンピックま では首都圏に注力し、その後は九州において線状降水帯を ターゲットに観測展開を進めていく計画である。現在進行 中の SIP 第2期「国家レジリエンス(防災・減災)の強化」 に今年度より日本アンテナ株式会社が参画し、地デジの観 測展開をさらに加速して進めることとなった。今年度中に 首都圏の観測地点を20点まで増やす予定である。鹿島灘 から流入する水蒸気を捉えるべく、茨城・千葉・埼玉方面 を中心に新規の観測地点を検討している。また、海上の水 蒸気観測をめざし、海ほたるでの観測も計画して準備・調 整を進めている。

今年までの20地点の展開はUSRPとPCを用いたプロト タイプ観測装置を用いるが、次年度以降はFPGA版での展 開に切り替えるべく、装置開発も進めている。

謝辞:本観測実験は、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」研究開発項目V「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」、及び科研費「水 蒸気稠密観測システムの構築による首都圏シビアストー ムの機構解明」によって実施されています。

- [1] 川村他,地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の 研究開発-首都圏観測展開の現状と小型装置の試作-, 日本気象学会 2019 年度春季大会.
- [2] Kawamura, S., et al. (2017), Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, *Radio Sci.*, 52, doi:10.1002/2016RS006191.



# 地デジ放送波から推定された水蒸気量リアルタイム観測のデータ解析

\*金丸佳矢,川村 誠治,花土弘 (情報通信研究機構)

### 1 はじめに

社会的関心が高い短時間降水の予測可能性を向上させる ためには,供給源となる下層水蒸気量の時空間分布を高頻 度かつ細かなスケールで事前に把握することが必要とな る.その点で地上デジタル放送の電波(地デジ放送波)を 用いた水蒸気量推定[1]は,地デジ放送波を比較的安価な 測器で受信して下層水蒸気量(に関連する電波遅延量)を 高頻度に測定することが可能で,多地点展開も行われてい る[2].この測定値をデータ同化システムに定常的に組み 込むには観測データの適切な品質管理が求められる.

本発表では、地デジ放送波から推定された水蒸気量リア ルタイム観測データを用いた初期解析結果を報告する.

### 2 測定方法の概要

地デジ放送波による水蒸気量推定は,地デジ放送波を直接 受信する直達波と何らかに反射して遅れて受信される反 射波との位相差を求める手法(反射法)が用いられる.直 達波と反射波との位相差を測定することで送受信機由来 の位相誤差は相殺され,受信機と反射体との間における大 気遅延量が精度よく得られる.地デジ放送波を用いた水 蒸気量観測データの時間解像度は約9 ms である.しか し,そのままではデータ容量が膨大になりリアルタイム観 測としては負担が大きくなるので,反射体に伴うピーク値 の電波遅延量は1s 平均値,ピーク以外の異なるレンジで 取得された電波遅延プロファイルは10 s 平均値をリアル タイム観測で記録する設定に変更した.その結果,データ 容量が大幅に圧縮できただけでなく,平均化によってデー タの測定誤差も大幅に軽減した.

### 3 初期解析の結果

図1は2019/05/04にNICT小金井屋上の受信機で得ら れた地デジ放送直達波に対する受信強度と位相差の時系 列を示す.記録方法の変更によってデータ容量を大幅に 圧縮できたので,-6から30km相当の広い距離データが 保存されている.15-16時にかけて,水蒸気量の変動に伴 う位相の時間変化を確認できる.従来の手法ではデータ 容量が膨大となるため,2.1,3.7,8.3,13.9,14.4kmに位 置する反射波ピーク付近の位相データしか保存していな かったが,それ以外のレンジでも連続的に位相の時間変化 が分かる.測定誤差が大幅に軽減されたので,従来では検 知していない弱い反射波でも位相変動を反映していると 思われる.解析期間を増やして調査する予定である.

### 参考文献

- Kawamura, S., et al. (2017), Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, Radio Sci., 52, doi:10.1002/2016RS006191.
- [2] 川村他,地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の 研究開発-首都圏観測展開の現状と小型装置の試作-, P204,日本気象学会 2019 年度春季大会



図 1: 2019/05/04 に NICT 小金井屋上の受信機で得られた地デジ放送直達波に対する受信強度 (dB; 図左) と位相 (degree; 図右). 縦軸は直達波からの遅延時間相当の距離を示す. 受信強度が-30 dB 以下の位相は描画していない.

## 気象レーダー位相による屈折率の推定について(第2報) \*佐藤 英一、瀬古弘(気象研)、南雲信宏(気象庁)

## 1. はじめに

大気下層の気温や水蒸気量に関する情報を得るため、 気象レーダーに映るグランドクラッタを利用して、屈 折率を求める手法が行われてきている(例えば Fabry et al.(1997), Cheong et al.(2008)、Seko et al.(2009)、Bodine et al.(2011))。しかし、レーダー位相は屈折率の鉛直勾配な どが主な理由となり、得られる屈折率には不確定性が 残る(Bodine et al.(2011))。一方で、日本を始めとする 世界中で、電波の位相が安定している固体素子レーダ ーが用いられてきている。固体素子レーダーを用いる ことで、気象レーダー位相の品質向上が期待される。

今回、固体素子レーダーによって推定されるレーダ ー屈折率及び比較観測データの誤差について、調査を 行った。

### 2. 手法

気温*T*[*K*]、気圧*p*[*hPa*]、水蒸気圧*e*[*hPa*]とする と、屈折指数*N*(Nユニット)と屈折率*n*は

$$N = (n-1) \times 10^6 = 77.6 \frac{p}{T} + 3.73 \times 10^5 \frac{e}{T^2}$$
(1)

と表すことが出来る。ここで、観測パラメータ間で誤 差に相関が無ければ、誤差伝搬の法則から

$$\sigma_N^2 = \left(\frac{\partial N}{\partial p}\right)^2 \sigma_p^2 + \left(\frac{\partial N}{\partial T}\right)^2 \sigma_T^2 + \left(\frac{\partial N}{\partial f}\right)^2 \sigma_f^2 \quad (2)$$

となる。 $\sigma_{param}$ は各パラメータの誤差を表す。ここで は、観測パラメータとして水蒸気圧eではなく、相対湿 度 $f = e/e_s \times 100$ [%]を取っている。飽和水蒸気圧 $e_s = e_s(T)$ となっていることにも注意が必要である。この各 項の偏微分は、式(1)から計算出来るため、観測誤差が 得られれば、比較観測の屈折率データそのものの誤差 分析が可能となる。





図2 大気の屈折率(左:2次元、右:3次元表示、 共に *p*=1000hPa の場合)

レーダー位相の折り返し補正は、メディアンフィル タを用いた手法を用いる。メディアンフィルタは境界 の保存能力が高いため、フィルタ後も折り返し位置が 保たれることが期待できる。フィルタ後のデータを用 いて折り返し位置を検出し、生データを折り返す。先行 研究では品質に関するパラメータを用いて安定したタ ーゲットのデータ(を持つビン)のみを抽出する方法を 用いているが、本研究では、誤差分析のため、折り返し 補正のみを行ったデータを用いる。



### 4. まとめ

現業での高度利用を見据えて、レーダー位相および 比較観測データの誤差を調査している。

屈折率は3つの観測値(パラメータ)に依存しており、レーダー位相だけからは、各パラメータを一意に求めることは難しい。レーダー位相の高度利用のためには、他の観測や仮定を用いる必要がある。

## 謝辞

本研究はJSPS 科研費 17H00852 の助成を受けたもので す。

# 2018 年 9 月 18 日に東京都で観測された大雨の事例解析 \*星野俊介(高層気象台),小司禎教(気象研・観測)

## 1. はじめに

GNSS 視線遅延量を用いたメソ現象の解析について は、水平傾度成分から求めた可降水量(PWV)の収束・発 散の推定(WVC index)や観測点の周辺における可降水 量の非一様性のインデックス化(WVI index; 以下 WVI), 高水平分解能の可降水量分布の推定などさまざまな手 法が提案されている.本発表では、これらの手法を用い て 2018 年 9 月 18 日に東京都で観測された大雨の事例 解析を行ったので報告する.

### 2. 事例の概要

館野の 09JST の高層観測では CAPE は 127.1J/kg と小 さかったが、15JST では 936.3J/kg と大気の不安定な状 態になっていた.レーダー降水強度の追跡によると、埼 玉県南部で発生・発達し南下した降水システムおよび 神奈川県東部で発生し北上した降水システムが東京都 東部で合流した.これにより夕方から夜のはじめにか けて大田区などで1時間解析雨量約 90mm,東京(千代 田区)で1時間雨量 38.5mm を観測するなど東京 23 区 地方の各地で激しい雨がもたらされた.

### 3. 手法

遅延量解析には RTKLIB 2.4.3b31 を用いた.モ デル関数は GMF, GNSS 衛星の暦は GFZ を用い, GNSS 衛星としては GPS に加え GLONASS のデ ータも利用した.GNSS 観測点は高層気象台,茨 城県南部から東京都東部にかけての領域を含む GEONET 観測点,および JSPS 科研費 17H00852 で 東京都内および埼玉県に設置した GNSS 観測点を 対象とした.地上値は 300km 以内にある気象庁の 観測点の1 分値データから高度補正を行い cressman 内挿したデータを用いた.

RTKLIB を用いて求めた GNSS 信号の全天遅延 量(ZTD),遅延量の水平傾度成分(Z<sub>gd</sub>)ならびに残 差成分(Z<sub>res</sub>,アンテナ特性と衛星の時計誤差を修 正済みのもの)と地上気圧から求めた静水圧遅延 量(ZHD)・地上気温から求めた係数 Π を用いて WVC および WVI を算出した. 図1は東京千代田に設置された GEONET 観測点にお ける PWV(黒)・WVC(赤)・WVI(青),レーダー降水強度 (紫)ならびに直近のアメダス観測点の 10 分間降水量 (棒)の時間変化である.降水に先行して PWV・WVIの 増加がみられる点は過去の事例解析と共通している. 一方で、降水の始まる前,16JST から18JST にかけて WVC が大きく増加している点が特徴的である.この特 徴は北側の降水システムの発生発達域に近い越谷など ではより顕著にみられた一方で,南側の降水システム の発生発達域に該当する川崎ではみられなかった(図省 略).これは,1630JST ごろから東京湾に南からの高 PWV 域(湿潤な大気)が流入し,それが埼玉県まで達し たことで南北の水蒸気コントラストが大きくなった(図 2)ことに関連していると考えられる.



図 1 千代田の GNSS 観測点における PWV・WVC・WVI・ レーダー降水強度・アメダス 10 分雨量の時間変化



図 2 2018 年 9 月 18 日 18JST における PWV(太線)および WVC 分布(カラー)

謝辞

本研究は JSPS 科研費(17H00852, 「水蒸気稠密観測 システムの構築による首都圏シビアストームの機構解 明」)の支援を受けました.

### 4. 結果

PAWR・水蒸気観測を用いた首都圏における積乱雲の盛衰の解析

- 2018 年 8 月 27 日の事例 -

\*足立透、小司禎教、酒井哲 (気象研究所)

## 1. はじめに

2018年8月27日夕方、首都圏を中心として活発な積 乱雲群が発生した。これらによって前橋市やさいたま 市、蕨市、練馬区などでは相次いで突風被害が発生し たほか、各地で激しい局地的大雨や落雷が観測された。 本研究では、気象用フェーズドアレイレーダー(PAWR) および水蒸気観測データを用いた解析により、これら 積乱雲の盛衰機構について考察する。

### 2. 当日の概況

当日は鹿島灘沿岸からの東寄りの風と東京湾近郊からの南東寄りの風が首都圏において収束する中、16時 過ぎから次第に積乱雲が発生・発達した。当該領域ではこれに先立つ14時ごろから15時ごろにかけて、 GNSSにより算出された可降水量の高まりが認められたほか、約50-60km東の風上側に設置された水蒸気ライダーでは、12時ごろから15時ごろに下層の水蒸気混合比が増大する様子が確認された。

### 3. **積乱雲の盛衰**

図1に埼玉県さいたま市に突風被害をもたらした積 乱雲の(左)3次元構造と(右)盛衰の時間変化を示す。 着目する降水系は、30dBZエコー頂高度がPAWRの上 限観測高度である16kmを超え、対流圏界面付近にまで 達したことが分かる。当該降水系は、16 時過ぎから 17 時 30 分過ぎまで発達の傾向を示したのち、次第に衰退 していき、19 時ごろには顕著なエコーが見られなくな った。系の内部では、降水コアが世代交代しながら次々 と生成・落下し、図1(右)ではエコー頂高度が 20-40 分の周期で上下変動する様子(桃色矢印)が確認でき る。これらの結果は、降水系全体が約3時間で盛衰す る一方で、それを構成する個々の対流セルは数10分程 度の短時間で盛衰することを示すものである。

### 4. まとめ

首都圏に形成された東寄りの風および南東寄りの風 の収束域近辺では、極めて活発な積乱雲が発生した。 このうちさいたま市に突風被害をもたらした積乱雲に 着目したところ、16時過ぎから19時ごろにかけて降水 系が発達・衰退し、この風上側では12時ごろから15 時ごろにかけて下層水蒸気混合比が増大する様子が確 認された。本研究では、降水系全体の盛衰と個々の対 流セルの盛衰に着目し、水蒸気観測データとの比較を 通してその物理機構を考察する。

**謝辞** 本研究は JSPS 科研費(17K13007, 17H00852)の 助成を受けたものです。



図1(左)2018年8月27日に埼玉県さいたま市に突風被害をもたらした積乱雲の3次元構造。(右)エコー頂高度 (30dBZ,40dBZ,50dBZ)の時間変化。

# A357

# 水蒸気ライダーとドップラーライダーによる海風の観測 -2017 年 8 月 19 日の局地的大雨事例-\*酒井 哲,吉田 智,永井智広,川畑拓矢,小司禎教(気象研究所)

## 1. はじめに

東京湾から上陸する海風は、海上から内陸へ水蒸気 を輸送するため、首都圏に局地的大雨をもたらす積乱 雲を発生させる要因の一つと考えられている[1]。しか し、これまで海風内の水蒸気分布を連続的に観測した 例は少なく、その詳細な構造は分かっていない。我々は 2017~2019年の夏季に東京湾岸に水蒸気ライダーを設 置し、水蒸気鉛直分布の連続観測を行った。本発表では、 首都圏で局地的大雨が降った 2017年8月19日の事例 について、水蒸気ライダー及び空港気象ドップラーラ イダーによる観測結果を報告する。

### 2. 観測の概要

水蒸気ラマンライダー(RL)[2]は川崎市浮島におい て、空港気象ドップラーライダー(DL)は羽田空港に おいて連続観測を行った(図1□)。



図1 水蒸気ライダ ー・ドップラーライ ダー観測点(□)。灰 色線はNHMで計算 された、事例日10時 にライダー周辺高 度 0.25 km を通過し た空気塊の流跡線 (前後 6 時間、◇は 1時間毎の位置)。

### 3. ライダー観測結果

図2にRLで観測した水蒸気混合比とエアロゾル・雲 の濃度に対応する波長355 nm後方散乱強度、DLで観 測した風ベクトルからVAD法を用いて求めた水平風 速の高度-時間断面図を示す。風データ(図2c)から、 10時JST頃に高度0.2km以下で北西に向かう成分が強 まっており、この時に海風の先端が観測点を通過した と考えられる。このことは、ドップラー風速のPPI画 像からも確認できた(図省略)。また、散乱強度からは、 海風の進行とともに雲底高度が0.2kmから1kmまで 上昇しており(図2b)、これが海風の上端に対応すると 考えられる。海風内の水蒸気混合比(図2a)は、高度 約0.5km以下で16~20gkgと湿潤で、それ以高では 10~13gkgと比較的乾燥していた。17~18時過ぎにか けては下層雲が厚くなり、降水もあったため、水蒸気ラ イダーの観測高度は0.5km以下に低下した。



図2 ライダーで観測した(a)水蒸気混合比と(b)波長 355 nm 後方散乱強度、(c)水平風ベクトル(矢印)と北西方 向への風速成分(カラー)の高度-時間断面図。S/N比 から見積られる精度が一定値以上の点のみプロットし、 水平風ベクトルについては海風内の分布を見やすくす るため16時以前のデータのみ示す。点線は雲底高度か ら海風前線の上端と推測した高度。

### 今後の課題

気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) [3]で計算された 同日 10 時にライダー観測点周辺の上空高度 0.25 km を 通過した空気塊の流跡線 (図 1 灰色線)を見ると、空気 塊は相模湾から東京湾上空を通ってライダー上空を通 過し、その後内陸部に向かって進行したと考えられる。 アメダスでは、16~18 時に八王子、世田谷、練馬で激 しい雨を観測した。今後は他の観測データやシミュレ ーション結果も参考にして、海風の積乱雲発生に対す る力学的な寄与と、水蒸気の供給源としての寄与を明 らかにしたい。

### 5. 謝辞

空港気象ドップラーライダーデータを気象庁観測部 から提供頂いた。本研究の一部は科研費 17H00852, 19H01983の助成を受けた。

- [1] 藤部文昭ほか, 2002, 天気, 49, 395-405。
- [2] Sakai, T., T. Nagai, T. Izumi, S. Yoshida, Y. Shoji, 2019, *Atoms. Meas. Tech.*, **12**, 313-326.
- [3] Saito, K., T. Kato, H. Eito, C. Mouri, 2001, *Tech. Rep. MRI*, 42, 133pp.

## 水蒸気ライダーによる水蒸気鉛直分布の観測とデータ同化

\*吉田智、酒井哲、瀬古弘、永井智広、小司禎教(気象研)、横田祥(気象庁数値予報課/気象研)

## 1. はじめに

気象研究所では、降水量予測の高度化を目的として、 水蒸気ライダーによる鉛直水蒸気観測データを用いた データ同化手法の開発を進めている。これまで鉛直水 蒸気観測データの同化により、水蒸気場の推定精度が 向上することを示した(吉田他、気象学会2018春)。また 過去の線状降水帯事例に対し、観測システムシミュレー ション実験(OSSE)を行い、雨量予測精度が向上するこ とを示した(吉田他、気象学会2018秋)。本稿では関東 域に発生した大雨事例に対して、水蒸気ラマンライダー 観測で得た鉛直水蒸気データの同化を行い、降水予 測への影響を検討する。

## 2. データ同化の概要及び結果

本稿では2017 年 8 月 30 日午後に東京都北部で発 生した大雨事例に着目する。鹿島灘からの東寄りのイン フローと東京湾・相模湾からの南寄りのインフローが東 京都北部で下層収束を形成し、大雨をもたらした(図 a)。 水蒸気ラマンライダー観測により、東京湾からのインフロ ー風上側(図中・)での水蒸気鉛直分布を得ている。

50 メンバーのアンサンブルカルマンフィルターによる データ同化を2017/8/29 18UTから8/30 03UTまで実施し、 それ以降は予測を行った。現業データ(地上観測デー タ、高層観測データ等)のみを同化した実験(CNTL)と、 現業データに加え、水蒸気ライダーの観測データを同 化した実験(DAQV)の2 つを行い、両者を比較した。

図(b)(c)にCNTL、DAQVの3時間積算予測雨量を示 す。同図に示す通り、CNTL、DAQVにおいて、鹿島灘 方面からの東寄りの風と東京湾・相模湾方面からの南 寄りの風が東京都北部で下層収束を形成しており、そ の付近で降水域が確認できる。解析雨量との比較から、 CNTL および DAQVの降水域はよく再現できている。ま た、DAQVはCNTLと比較し積算雨量が増加し、降水 量の予測値が解析雨量に近づいている。水蒸気ライダ 一の同化により、南側のインフローの水蒸気混合比が 増加および南寄りの風が強まり、降水域で水蒸気フラッ クスの収束が強まった(ピンクの等高線)。結果として、 DAQVでは降水量が増加したと考えられる。

## 3. まとめ

本稿では大雨の風上側で得た水蒸気鉛直プロファイルのデータ同化を行った。水蒸気プロファイルの同化により、3時間積算降水量の予測値が解析雨量に近づくこ

とを確認した。

謝辞 本研究の一部はJSPS 科研費(17H00852、19H01983) の助成を受けた。



図:2017/8/30 04UT-07UT の 3 時間積算雨量(mm/3h)を等 高線(黒)で示す。(a) 解析雨量、(b)CNTL、(c)DAQV。 (b)、(c)の矢印、カラーコンター、ピンクの等高線はそれぞ れ、06UT の高度 400m における水平風速・風向、水蒸気 混合比、水蒸気フラックスの収束域(-0.006 g/m<sup>3</sup>/s以下)を示 す。(b)(c)で示した値はすべてアンサンブル平均である。図 中の赤丸(●)は水蒸気ライダー観測点を示す。

## 局地的大雨予測に対する雲レーダー同化インパクト:水蒸気ナッジングデータ同化実験 \*加藤亮平,清水慎吾,大東忠保,前坂剛,岩波越(防災科研)

### 1. はじめに

局地的大雨の一時間以内の短時間予測技術の一つとし て、ストームスケールのデータ同化を用いた数値予測が 挙げられる。CバンドやXバンドレーダーにより捉えた雨 粒から得られた積乱雲の発達過程の情報を同化すること で、局地的大雨の予測に成功した研究はこれまでいくつ かある。しかしながら、これらのレーダーより電波のの 長が短く雲粒を捉えることが可能であるKaバンドレー ダー(雲レーダー)を用いて、雨が形成される前の雲の 情報を同化する研究は未だにほとんど行われていない。 適切な雲レーダー同化手法が開発され、一時間以内の短 時間に精度の高い数値予測が可能となれば、局地的大雨 予測のブレークスルーとなりうる。

局地的大雨に対する短時間予測手法の開発と積乱雲の 発達メカニズムの解明を目的として、防災科研では首都 圏に展開している3台の雲レーダー(図1aの□)を用いて 1分毎のセクターPPIスキャンによる特別観測を2018年夏 季に行った。その結果、2018年8月3日に局地的大雨を引 き起こした積乱雲の発達段階の3次元構造(図1b)を3台 のレーダーで同時に1分毎という高時間分解能で捉えるこ とに成功した。本研究では、この高時間分解能3次元雲 レーダーデータを用い、局地的大雨予測に対する雲レー ダー同化手法を開発し、その同化インパクトを調査した。

### 2. 雲レーダーによる観測

雲レーダーは方位角分解能0.35°、距離分解能150 m、 観測範囲30kmである。集中観測期間において110°分の セクターPPI観測により、3台のレーダーで1分間に全12仰 角のPPI観測を行った。このPPIボリュームスキャンによ るレーダー反射因子ZをCressman法により、水平(鉛直) 方向の影響楕円体半径375(1000)mで、水平(鉛直)格子 間隔250(100)mのCAPPIデータを作成した。PPIによる 最低観測高度よりも下にはZを広げないように作成した。

#### 3. 雲レーター同化手法と予測実験の設定

雲レーダーで観測されるのは雲粒から反射された電波 の強さ、すなわち反射強度である。この反射強度を雲の 定量的な情報に変換するには、反射強度と雲水量の関係 が必要である。しかし、両者の関係は単純ではなく、雲 粒の大きさにより関係は大きく異なることが直接観測に より示されており(Khain et al. 2008)、このことが雲 レーダーデータの同化を行う際の大きな障壁になってい る。一方で、雲(粒)が存在しているということは、そ の場所の大気が飽和していることが推測される。そこで、 気レーダーで観測されたレーダー反射強度のみを用い、 反射因子が閾値(-20dBZ)を超え、雲が存在すると推定 された領域に対してナッジング法により水蒸気を飽和に 近づけ(加湿)モデルの初期値を修正した。加湿する高 度はモデルの0℃高度(5.4 km)より下の5 km以下とした。

雲解像数値モデル(CReSS)を用い、関東域(図1aの全領域)に対して水平格子間隔700mで15時から16時まで時間 積分した。XバンドMPレーダー(XRAIN)により地上付近 で雨が観測される前であり、積乱雲の発達段階である15 時3分~15時5分の3分間(図2)に対してナッジングにより 同化(加湿)を行い、その後16時まで予測を行った。

#### 4. 予測実験の結果

雲レーダー同化を行わない場合、地上降雨が観測され た図3の領域において15時50分まで降雨は予測されなかっ た(図示せず)。雲レーダーの同化を行った場合、同化 の10分後(図3a)では強雨は予測できていないが、20分 後(図3b)には50 mm/hを超える激しい雨を予測すること に成功した。また、その後の南南東への移動や減衰傾向 を40分後まで(図3c, d)わずか5km程度の位置ずれで予 測できた。これら結果から、雨が降る前の段階の雲レー ダーの反射強度を同化することにより、局地的大雨を予 測しうることが示された。発表では、雲を同化(加湿) する高度や同化ウインドウ(同化を行うタイミングと期 間)の地上降雨予測に対する感度等も示す予定である。



図1 (a)CReSSによる予測計算領域と雲レーダー(□)の配置。円は 観測範囲でありセクター観測の範囲を陰影で示す。2018年8月3日15 時5分における雲レーダー CAPPIの反射因子Zを鉛直方向に投影し た最大値をシェードで重ねた。(b)に同時刻のZの3次元分布を示す。



図2 強雨をもたらした雲の最大反射因子REF(Ka) (雲レーダー; dBZ) と地上付近の降水強度 (XRAINとCReSS; mm/h) の時系 列。15:03~15:05の3分間のデータを同化した(REF(Ka)の●)。

Rainfall rate (mm/h): XRAIN(contour) & CReSS(shade)



図3 観測(XRAIN:等値線)と予測(CReSS;陰影)された地上付近の 降水強度の時系列。等値線はそれぞれ1,5,20,50 mm/hを示す。

謝辞:本研究は、JSPS科研費(18K13841,「局地的大雨予測のための雲 レーダー同化手法の開発」)によって実施されました。また、本研究の実 施にあたり、戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)第2期「国家 リジリエンス(防災・減災)の強化」(テーマV)の支援を受けました。 利用したXRAINデータは国土交通省より提供されたものです。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・提供されたものです。

# 線状降水帯事例の検出と出現分布の特徴

## 廣川 康隆<sup>1</sup>·加藤 輝之<sup>2</sup>·清野 直子<sup>1</sup>(<sup>1</sup>気象研究所台風·災害気象研究部,<sup>2</sup>気象大学校)

## 目的

平成26年8月豪雨や平成29年7月九州北部豪 雨など,線状降水帯による豪雨は日本各地で発生し, 大きな被害を引き起こしている.線状降水帯の先行 研究として事例解析(たとえばYoshizaki et al. 2000, Kato 2006)が多く行われ,定性的な知見は蓄積され つつある.一方,線状降水帯の統計的な研究は少 なく,構造や発生・発達機構に関する定量的な知見 は得られていない.これは線状降水帯の客観的な定 義がないことが一因である.そこで本研究では,客観 的に検出した線状降水帯の出現分布の特徴を理解 した上で,定義の目安を示すことを目的とする.

## 資料と検出手法

2009~2018 年の暖候期(4~11 月)の,水平格子間 隔 5km に統一した解析雨量(津口・加藤 2014)の3時 間積算値(R3)をもとに線状降水帯事例を検出する.

80mm/3hの閉曲線で囲まれた500km<sup>2</sup>以上の降水 域のうち,最大雨量 100mm/3h 以上を含むものを 「強雨域」として検出する(第1表).そして前時刻の 強雨域と検出位置が重複(この割合を「重複率」と定 義)するものは同一事例として集約する.このように 検出・集約した強雨域は,陸上で1671 事例あった.

線状降水帯は、その形状が「線状」であること、数時間ほぼ同じ位置に「停滞」することが主な特徴である。そこで長軸・短軸比 2.5 以上かつ面積 625~ 12,500km<sup>2</sup>の条件を満たす強雨域を「線状性強雨域」,持続期間5時間以上かつ重複率70%以上の条件を満たす強雨域と「存滞性強雨域」とそれぞれ定

	閉曲線	80mm/3h		
強雨域	最大雨量	100mm/3h 以上		
	面積	20×25km²以上		
線状性	長軸·短軸比	2.5 以上		
強雨域	面積	$25 \sim 500 \times 25 \text{km}^2$		
停滞性	持続期間	5 時間以上		
強雨域	重複率	70%以上		

### 第1表 線状降水帯の検出条件

第2表地域別·条件別の検出事例数.カッコ内は 全強雨域に対する割合を示す.

	強雨域	線状性	停滞性	線状 降水帯
北日本	160	46 (28.8%)	30 (18.8%)	14 (8.8%)
東日本	413	96 (23.2%)	92 (22.3%)	27 (6.5%)
西日本	1002	289 (28.8%)	257 (25.6%)	102 (10.2%)
沖縄·奄美	228	57 (25.0%)	69 (30.3%)	22 (9.6%)

義して検出する(第1表). 各しきい値は, 全事例の 中間値を目安に設定した. 線状性・停滞性の両条件 を満たす強雨域を,「線状降水帯」事例と定義する. 結果

線状性強雨域と停滞性強雨域,線状降水帯の地 域別事例数を第2表に示す.事例は西日本で多く, 北日本で少ない.強雨域に対する,線状性強雨域と 停滞性強雨域の割合は2~3割,線状降水帯の割 合は1割前後であった.線状降水帯の空間分布(第 2図)では,九州や近畿・四国の太平洋側で特に多 い.この傾向は,線状の集中豪雨の統計結果(津 ロ・加藤 2014)や,quasi-stationary convective clusters の統計結果(Unuma and Takemi 2016)と整 合する.したがって本研究で定めた条件は,客観的 な線状降水帯検出に有効であると示唆される.

検出事例数に地域差が生じる一因として,強雨域 のしきい値(閉曲線 80mm/3h,最大雨量 100mm/3h) が,水蒸気量の少ない北日本を中心に妥当ではな いことが考えられる.そこで強雨域のしきい値を「閉 曲線 60mm/3h,最大雨量 80mm/3h」に変更すると, 線状降水帯事例は各地域で 2~3 倍に増加する.し かし閉曲線のしきい値を下げることで,複数の事例を ひとつの事例として捉えてしまい,適切な検出とはな らない場合もある(図略).したがって本研究では全 国一律のしきい値で検出する強雨域を線状降水帯 と定義とするが,地域性を考慮した検出条件の設定 や R3 以外の資料(たとえば1時間解析雨量やレー ダー)の活用について今後検討する予定である.

153 cases: max=100mm/3h, outline=80mm/3h, [Warm Season]



## A361

# 線状降水帯発生環境の気象庁メソ解析によるコンポジット解析

清野直子<sup>1</sup>・津口裕茂<sup>2,1</sup>・廣川康隆<sup>1</sup>・瀬古弘<sup>1</sup>・清水慎吾<sup>3</sup> (1:気象研究所、2:気象庁、3:防災科学技術研究所)

### 1. はじめに

日本における集中豪雨では、線状降水帯の発生 する場合が多いことが、津口・加藤(2014、天 気)により指摘されている。線状降水帯は、停滞 性の高いメソスケール対流システムが維持され、 一定の地域にかかりつづけることで生じると考え られる。Unuma and Takemi (2016, SOLA)は、レー ダ降水強度の分布とゾンデ観測データから、日本 の準停滞性対流クラスターの発生状況を解析し、 停滞性の高い線状の対流クラスターの形成にはバ ックビルディング型の対流系形成機構が関与して いることを指摘している。線状降水帯の実態解明 をさらに進め、実況監視にも有用な知見を得るた め、線状降水帯発生時の気象条件(環境場)の空 間分布の特徴について解析を行った。

### 2. データ及び解析方法

気象庁ホームページ(天気予報等に用いる用 語)では、雨に関する用語として、線状降水帯を 「次々と発生する発達した雨雲(積乱雲)が列を なした,組織化した積乱雲群によって,数時間に わたってほぼ同じ場所を通過または停滞すること で作り出される,線状に伸びる長さ 50~300 km 程 度,幅 20~50 km 程度の強い降水をともなう雨 域」と説明している。これを踏まえ、1時間毎の気 象庁解析雨量(5 km メッシュに平滑化)に基づく 量的な目安も加えた条件として、

① 前3時間積算降水量が80 mm以上の分布域の面 積が500 km<sup>2</sup>以上(5 kmメッシュで20格子以上)

 ② ①の領域内の前3時間積算降水量の最大値が 100 mm以上

③①の領域の長軸対短軸の比が 2.5 以上

の基準を設け、これらを満たす陸上と海岸付近の 降水域を線状降水帯として抽出した。また、線状 降水帯発生時の大気環境を得るために、発生直前 の時刻の気象庁メソ解析値(3時間毎・5km格 子;以下、メソ解析)も抽出した。例えば、14 (15) JSTまでの3時間降水量分布において線状降 水帯が抽出された場合には、09(12) JSTのメソ解 析を抽出した。対象期間は、2009年から2017年の 9年間の4月~11月とした。抽出されたメソ解析の 指定気圧面及び500m高度(Kato, 2018, JMSJ)に おける代表的な気象要素について、上述の線状降 水帯発生直前の月別のコンポジット結果を月平均 値と比較した。

### 3. 結果と考察

①と②の条件を満たす強雨域として、全国で 2526 事例が抽出され、そのうち③の形状条件も満 たす線状降水帯として 41%にあたる 1034 事例が抽 出された。九州では、強雨事例 879 例のうち線状 降水帯が 423 事例 (48%) あった。先行研究と同じ く、線状降水帯の発生回数は西日本で多く、北日 本では少ない傾向があった。九州で 6 月に強雨域 が発生した 207 事例について、500 m 高度での水平 水蒸気フラックスをコンポジットした結果を図 1a に示す。図 1bに示した 6 月の月平均の空間分布と 比べると、強雨の発生前には、九州の西海上で水 蒸気フラックスが月平均よりも明らかに大きいこ とがわかる。この領域では 950 hPaの水蒸気量、水 平風速ともに月平均に比べて大きく、両者の増加 が水蒸気フラックスの増大に寄与していた。今後、 線状降水帯の発生時について、時間的継続性も加 味した解析を継続する予定である。



図1 (a) 九州における 6月の強雨事例 (207 事例) に対 する 500m 高度水蒸気フラックスのコンポジット図、お よび (b) 6月の 500m 高度水蒸気フラックスの月平均値。

謝辞 本研究の実施にあたり、戦略的イノベーション創造プロ グラム (SIP) 第2期「国家リジリエンス(防災・減災)の強 化」(線状降水帯の早期発生および発達予測情報の高度化と利 活用に関する研究)の支援を受けました。

## 船舶搭載 GPS PWV の同化インパクト実験その2

\*牛山朋來<sup>1</sup>、瀬古 弘<sup>2</sup>、藤田実季子<sup>3</sup>、小司禎教<sup>2</sup> (1:土木研究所 ICHARM、2:気象研究所、3:海洋研究開発機構)

### <u>1. はじめに</u>

GPS 可降水量(PWV)を予報モデルに同化すること により、初期値の水蒸気分布の精度を向上し、豪雨の 予報精度を改善することができる。しかし、陸上の GPS 同化は、海上からの風速が大きい場合、改善され た水蒸気分布が対象域に長時間留まることができな いため、効果は限定的である。そこで、豪雨に流入す る気流の、より上流側にある船舶搭載 GPS の PWV を 同化すれば、予報精度をさらに改善できるものと考え られる。2017 年秋季大会では、観測システムシミュレ ーション実験(OSSE)により、船舶搭載 GPS PWV の同 化インパクトについて報告した。今回は、局所化半径 を修正することにより同化効果を改善し、さらに PWV 観測地点数と同化インパクトの関係を調べた。

### 2. 実験設定

本研究では、気流分布等がよく知られている 2015 年9月の関東東北豪雨を実験対象とした。実験は、二 重ネストの WRF-LETKF システム(メンバー数 60) を用いた。モデル領域を図1に示す。境界条件には気 象庁 GSM-GPV を用いた。

OSSE の設定は、2017 年秋季大会予稿集 C211 と同 様である。PREPBUFR(NCEP が収集した全球観測デ ータ)を同化した外側領域計算(15km)から、内側モデ ルの境界条件を作成。また PREPBUFR だけでなく地 上 GPS と SSMI を同化した実験により、仮想真値を作 成し、これから作成した 1 時間毎の PWV を内側領域 モデル(5km)に同化することにより、同化インパクト を調べた。なお、前回の報告では水平方向の局所化半 径  $\sigma$  を、PWV については 8.4km, それ以外の変数につ いては 50km としたが、今回は PWV を含むすべての 変数について 50km とした。

### <u>3. 結果</u>

図 2 に同化実験の結果から得られた豪雨ピーク時 の 9 時間積算降水量を示す。(a)は海上を含むすべての 地点の PWV を同化した計算であり、真値に近い降水 分布の構造をよく再現した。(b)は、海上の PWV を同 化しなかった実験である(地上 GPS 地点の PWV は同 化している)。埼玉県~栃木県に至る降水帯の降水量 は、図(a)に比べて半減した。(c)は北緯 33°線上の 136 ~141.5°の範囲に 100km に 1 個の割合で設定した PWV を同化した実験である。図(b)に比べて、降水帯 の降水量に大きな改善があった。(d)は、図(c)と図(b)の 差であるが、北緯 33°線に沿った PWV を同化した結 果、降水量に 100mm 以上の改善があったことを示し た。なお、同化する PWV の位置を 32.5~34.5°まで 振ってみた結果、33°が最も効果が大きかった。

北緯 33°線上の同化データの点数を2点に減らす と(図(e))、同化インパクトは大幅に減少し、同化デ ータを1点にすると(図(f))、同化インパクトはさら に減少した。(e),(f)では、後方流跡線解析から、降水帯 に流れ込む気流が通る場所に同化 PWV を置いたが、 1~2点の PWV では同化効果は小さかった。



図 2. OSSE 実験結果による 9 時間積算降水量(mm)。 (a)海上を含む全域の PWV を同化、(b)海上 PWV の同 化無し、(c)北緯 33°東経 136~141.5°の PWV を同化、 (d) 図(c)と図(b)の差、(e)北緯 33°東経 139,140°の PWV を同化した実験と図(b)との差、(f) 北緯 33°東経 139.5° の PWV を同化した実験と図(b)との差。値はアンサン ブル平均である。

### 4. まとめ

OSSE 実験の結果、本州南海上の PWV は、 関東の豪雨を再現する上で重要であり、北緯 33°線に沿った PWV 観測を毎時同化するこ との効果は大きかった。しかし、観測点数が 少ないと効果は小さかった。豪雨の予報精度 向上のためには、東西方向にある程度広がり を持った PWV 観測を同化することが求めら れる。

<u>謝辞</u>:本研究は科研費萌芽研究「船上搭載型 GNSS による海上可降水量観測システムの構 築」の助成を受けた。

# 船舶搭載 GNSS による東シナ海水蒸気観測実験 \*小司禎教 (気象研究所/気象庁),

Yoshinori SHOJI (Meteorological Research Institute),

### 1. はじめに

海上での水蒸気観測拡充を目的に、8隻の船舶に二周 波 GNSS 受信機を設置し、2018 年 12 月から順次実験 観測を開始した(表1). 観測の概要と, GCOM-W1 に よる可降水量(PWV)観測との比較結果を報告する.

AX I (m)」V パニパンV している 加加日							
船名(所有機関)	総トン	観測開始日					
なは2(丸三海運)	1,141	2018/12/10					
りゅうなん(南日本汽船,鹿	749	2018/12/11					
児島荷役海陸運輸)							
みーかじ(丸三海運)	748	2018/12/12					
かりゆし(琉球海運)	9,952	2018/12/14					
ちゅらしま(琉球海運)	9,483	2018/12/15					
わかなつ(琉球海運)	10,185	2018/12/17					
凌風丸(気象庁)	1,380	2018/12/25					
陽光丸(西海区水産研究所)	692	2019/02/13					

## 切力いただいていていめ

## 2. 観測及び PWV 解析方法

主な観測機器を表2にまとめる.

解析は[1]に倣い、JAXA の運用する MADOCA リア ルタイム暦をキネマティック精密単独測位に適用し, 30 秒間隔でアンテナ位置と大気遅延量を出力した. WS300 の気圧,気温を用いて PWV を算出した.

図1に、緯・経度0.1格子で見た場合、1日当たり船 の存在する平均時間(分)を示す. 五島列島東の五島



図1 平均的な1日当 たりの船の存在位置と 時 間 (分) (2019/4/1~4/30)



図2 GCOM-W1と船舶搭載 GNSS による東シナ海上の PWV 比較 (2019/1/1~6/30). STD はバイアスを 差し引いた後に計算した RMS.

### 表2 GNSS 及び気象測器

機種	観測要素	間隔
Trimble Alloy GNSS 受信機	搬送波位相	1秒
Trimble Zephyr 3 Rugged	(GPS,QZSS,	
GNSS アンテナ	Glonass)	
英弘精機 WS300	P, T, Rh	1分

灘から那覇を結ぶ航路で比較的観測の頻度が高い.

#### 3. これまでの結果

2019 年 1~6 月, GCOM-W1 搭載の AMSR2 による PWV と同時刻 5km 以内の船舶観測について比較した 結果を図2に示す. RMS で 3.6mm 程度の一致度を示し た. 今後, 差の大きい場合について原因を考察する.

図3に,2019年6月30日,九州地方で豪雨の発生し ていた時間帯の PWV 分布を示す. GCOM-W1 では九 州西方海上から九州西岸にかけ、70mm を超える PWV 域が分布しており、船舶搭載 GNSS も整合している.

### 参考文献

[1] Shoji, Y., et al., 2017, Earth Planets Space. 69, 153.

### 謝辞

丸三海運様,南日本汽船様,鹿児島荷役海陸運輸様, 琉球海運様、西海区水産研究所様には多大なご協力を 賜り、心より感謝申し上げます.





5 1C 20 50 100mm/h 485052545658606264666870 mm

図3左) 2019年6月30日2時のひまわり8 号バンド10の輝度温度(灰シェード)と解 析雨量(カラー),右)同時刻のPWV(△: 船舶 GNSS, 陸上: GEONET, 海上: GCOM-W1)

# 気象学における AI 活用から AI 統合へ

\*三好建正 (理化学研究所)

### 1. はじめに

昨年度の秋季大会で、専門分科会「人工知能(AI) は気象学にブレイクスルーをもたらすか?」に招待い ただき、「気象学における AI 活用を考える」と題した 講演の中で、以下のような持論を展開した。

- 気象学はビッグデータや AI 活用を先駆的に進め てきた。気象学者よ、自信を持て!
- 気象学とAIの相乗効果(モデルとAIの融合)
- データ同化と機械学習の類似性(同等性)
- 数値天気予報もAIと呼べるのではないか
- 第5の科学としての予測科学への展望

今年度も同テーマの専門分科会を開催するとのこと で、専門分科会の発起人の一人から、理研 AIP センタ ーと気象庁の共同研究に関する話をして欲しいと筆者 宛に打診があった。大変ありがたいことだが、残念な がら筆者は理研 AIP センターに属しておらず、この共 同研究には携わっていないため、その話はできない。 しかし、JST の AIP ネットワークラボで行っている AIP 加速課題が本年度から採択され、3 年間の計画で研究を 始めたので、そのあたりの話題も関係して、講演の機 会をいただいた。期待される話題が提供できないにも かかわらず、昨年度に引き続き招待講演の機会をいた だき、発起人に対して心より感謝したい。

さて、それで昨年度の講演スライドを見返したところ、冒頭部分で AIP 加速課題の研究内容を既に紹介していた(図1)。

- AI を応用した気象モデリング
- AI 画像解析を応用した計算コスト低減
- AIを応用したモデル誤差の推定・補正
- AI を応用したデータ同化における観測シミュレ ータの向上
- AI を応用したデータ同化アルゴリズム自体の向上
- AIを応用した観測データ品質管理
- AIを応用した観測バイアス補正

これらは講演の主題ではなく、導入部分で具体的な AI に関する研究例として例示したものだった。

それから1年、具体的な研究を進めるとともに、国 内外の各種会合で議論を行うなど、AIに関する研究に ついて考える機会が多くあった。専門分科会の招待講 演という機会をいただき、新規の研究成果の報告とい うよりも、気象学と AI に関する研究展望について、1 年間のアップデートを経て改めて持論を展開したい。

## 2. AI 活用から AI 統合へ

計算科学に関する会合では、今や AI が主役となり、 これまでの大規模シミュレーションとの連携や融合、 また AI 計算に適した高性能計算機 (HPC) が重要とな っている。スーパーコンピュータ「京」の後継機とし て開発が進んでいる「富岳」も、AI 関連のソフトウェ アが効率的に動作する性能を兼ね備える。HPC 上の大 規模シミュレーションの膨大なデータを学習するAIに は、データを動かさずに同じ HPC 上でシミュレーショ ンから AI までを効率的に計算できることは、今後のブ レイクスルーに繋がる。データが膨大すぎて動かせな いためにできなかった学習が可能となるからだ。

AIは、気象学や大規模シミュレーションとは並行し て発展しており、今は別世界のものである AI を活用す るという視点での研究が急速に進んでいるように思う。 別の形の新たな展開として、AI を統合するような研究 ということが考えられる。別世界の AI を活用するので はなく、AI の世界と気象学やシミュレーションの世界 を統合した新たな視点での研究である。それは、気象 学と AI の双方に新たな展開をもたらし、ブレイクスル ーに繋がる可能性がある。例えばデータ同化と機械学 習の類似性・同等性などは、その最初の端緒として期 待ができるかもしれない。

## 2030年「高度天気予報活用社会」へ



図1 AIP 加速課題における研究構想の模式図

深層学習による三次元降水ナウキャスト手法の検討 \*大塚成徳 (理研計算科学), Viet Phi Huynh (Eurecom), 大東真利茂 (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。同型 の東芝製レーダが大阪、神戸、沖縄、つくばに設置さ れ、二重偏波型が埼玉に、日本無線が独自に開発した ものが千葉に設置されている。PAWR の高頻度・高密 度な観測を生かして、理研では 2017 年より 30 秒更新 の3 次元降水ナウキャストを運用している(Otsuka et al., 2016)。現在のシステムは三次元空間で相互相関法によ り算出した移動ベクトルを用いているため、二次元の 場合に比べて桁違いに大きな計算量となる。また、10 分先まで予報を行う間に対流活動が大きく変化するこ ともあり、線形的な時間発展の仮定が破れることがあ 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、この計算量増大や非線形時間発展の問題を 解決することに繋がる可能性がある。本研究では、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、その有効性を調査する。

### 2. 実験設定

本実験では、NICT 神戸に設置された PAWR のデー タを用いる。まずレーダデータを 250 m メッシュの三 次元等方直交格子に変換する。そこから学習サンプル として降水を含む 61 x 61 x 9 ピクセルの領域を K-means 法を用いて切り出す。2018 年 5 月 31 日、7 月 27 日のデータを用いて、3500 個の学習サンプルを用意 し、図1に示すネットワークを用いて学習させた。学 習サンプルと異なる時間から 300 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)。相互相関法による予測では捉えきれ なかった降水強度の変化も場合によっては捉えられる ことが分かった。予測精度を統計的に調査したところ、 Conv-LSTM の予測は相互相関法の予測に比べて良い ことが分かった。

### 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。今後は通年運用に向けて、学習期間と試 験期間を延ばし、さまざまな降水の状況において適切 に予測が出来るようにし、検証する計画である。



図2 高度2kmにおけるレーダ反射因子。左:相互 相関法、中央:観測、右:Conv-LSTM。上:初期時刻、 下:2.5分後の予測。

- [1] Otsuka, S., et al., 2016, Wea. Forecasting, 31, 329-340.
- [2] Shi, X. et al., 2015, in "Advances in Neural Information Processing Systems 28," 802-810.

## ひまわり8号降雨推定アルゴリズムを用いた

## 熱帯アジアモンスーン域の降雨の解析

\*広瀬民志(千葉大 CEReS),重尚一(京大院理), 樋口篤志(千葉大 CEReS),豊嶋紘一(千葉大 CEReS)

2. 結果

### 1. はじめに

2014 年 10 月にひまわり 8 号が打ち上げられ, アジアモ ンスーン域における静止気象衛星の観測バンド数が従来 の 2~3 バンドから 9 バンドへと劇的に増加した.研究代 表者はこのひまわり 8 号赤外マルチバンド観測と, 全球衛 星降水観測計画(GPM)主衛星に搭載された Ku バンド降 水レーダ観測を訓練データとし, Random Forest 機械学習 法(Kühnlein et al., 2014)を用いることでひまわり 8 号降 雨推定アルゴリズム(HRA)と呼ばれる高い時・空間分解能 を持つ降雨推定プロダクトを開発した.さらに中緯度日本 付近における,暖かいタイプの雨の推定に対する HRA の 有効性を示した(H30 年度秋季大会).

本研究ではこの HRA を用いて,熱帯アジアモンスーン 域の降雨に対するひまわり 8 号赤外マルチバンドの有効 性を検証し,熱帯域における HRA の有効性を示すことを 目的とする.本研究は JAXA 第8回 PMM RA および国際 共同研究加速基金の助成を受けて行われたものである.

Himawari-8 Rain Rate 07Z10SEP2015



図 1:アジアモンスーン域における HRA 推定降雨強度 スナップショット.破線の四角で囲まれた領域は降水日 周期が卓越するインドネシア西海岸沿岸部の解析領域.

HRA は図 1 に示すように熱帯域の降雨を 10 分毎の高 頻度で捉えていた.図1内の破線の四角で囲まれたインド ネシア沿岸部海上において,GPM と HRA のそれぞれで 2016 年 8 月~2017 年 7 月の降雨日周期を計算した図 2(a) の結果を見ると,HRA は明け方の降雨の持続時間を大き く過大評価していた.インドネシア沿岸部海上の降水ピー クは,日射によって陸域で発生した対流雲が海陸風によっ て海上に流されることで発生する.この HRA の降雨持続 時間の過大評価は,静止気象衛星赤外バンドの雲頂高度情 報に依存した降雨推定が深い対流雲から派生した巻雲を 雨域と誤認してしまうことが原因と考えられる.

そこで本研究では機械学習に赤外輝度温度の時間変化 情報を取り込むことで、輝度温度の変化が小さい巻雲と、 大きな輝度温度変化を伴う対流雲とを分離することを試 みた.図2(b)に示される輝度温度の時間変化情報を取り 込んだHRAでは降雨日周期のピークのズレが解消されて いることがわかる.当日はさらにひまわり8号の各赤外バ ンドの有効性を検証した結果も示す予定である.



図 2:(a) 図 1 内の破線の四角で囲まれた領域内 で計算した年平均降水量の日周期.(b) HRA に雲 頂温度の時間変化情報を取り込んで推定し直し た場合の結果.

# 機械学習を用いた降水ナウキャストの可能性に関する研究 \*原ロ 大輝<sup>1)</sup>,鎌倉 智之<sup>2)</sup>,北畠 尚子(気象大学校)

1) 現:青森地方気象台,2) 現:気象庁総務部

### 1. はじめに

近年,膨大な気象観測データを有効活用するため,AI の活用の検討が始まっている.降水ナウキャストに関 しては,気象庁は運動学的手法を用いているのに対し て,Shi et al.(2015)は AI の手法の一つである, Convolutional LSTM (ConvLSTM)を用いた機械学習を 提案している.本研究では、この手法を用いた降水ナ ウキャストのモデルのプロトタイプを作成し、機械学 習の可能性を検討することを目的とする.

### 2. 学習モデル

本研究では、ConvLSTM 層3層からなるモデルを基本とし、規模やデータセットの差を調べるため5つの モデルを用意した(表 1). 学習に利用する optimizer は Adamを用い、損失関数にはRMSEを用いた.5分ごと6 フレーム(30分)の入力に対し6フレームの予測を行う.

### 3. 使用したデータセット

降水データとしては、気象庁による5分毎1kmメッシュ全国合成レーダーエコー強度 GPV を用い、また、 一部の実験では衛星赤外画像(ひまわり 8 号による Band13の輝度温度データ)も用いた.後者は降水の発生 や強度変化の予測の補助を目的とする.時間分解能は 5分、空間分解能は2km×2kmとした.対象領域は南関 東周辺(図1)で、学習には、降水ありとされる事例の みを用いた(表2).

### 4. 結果と考察

図 2 に予測の一例を示す.場所によってエコーの移動方向が異なる場合でも、モデルはエコーの移動を捉えることができている.また計算領域外からのエコーの侵入が表現されている.一方で、徐々に画像が不鮮明となっており、強度推定が不十分である.これはモデルで設定した損失関数に起因すると考えられる.

モデル別のスレットスコア(図 3)を見ると, データ量 増大(モデル1と2の比較)による性能変化は見られず, また衛星赤外画像を加えたモデル(モデル 3-5)の精度 が低下する結果となった. これらは optimizer やモデル 規模に問題があると考えられ, また衛星データを追加 して用いるには更なる工夫が必要であると考えられる.

表1 モデル1~5の詳細

モデル	データ	入力	7	出力		
番号	セット	1.0.0	第1層	第2層	第3層	
1	α	エコーのみ	64	64	64	エコーのみ
2	ß	エコーのみ	64	64	64	エコーのみ
3	a	エコー&赤外	64	64	64	エコー&赤外
4	α	エコー&赤外	64	64	64	エコーのみ
5	a	エコー&赤外	128	128	128	エコー&赤外

表2 利用したデータセット

データ	データの	データ	選出条件 (A <u>または</u> Bを (温暖Cフレーム業たす)			適合	学習用	検証用
セット	種類	期間	A; 平均陽水量 Lmml	自下 最大時水皇 [mm]	C: フレーム 政	事例数	事例数	事例数事例数
α	レーダー エコー& 赤外画像	2015年 7月7日~ 2018年 10月31日	1	50	4	11332	8164 (~2017年 12月31日)	3168 (2018年 1月1日~)
β	レーダー エコー のみ	2009年 6月1日~ 2018年 10月31日	1	50	10	12766	11025 (~2016年 12月31日)	1741 (2018年 1月1日~)



図1 対象領域および各データの例



図2 モデルによる予測結果の一例 (モデル1)

5. 今後の課題

モデルの改良,規模 拡大,ハイパーパラメ ータの変更を行い,多 くのデータを効果的 に活用でき,強度推定 も十分可能なモデル の開発を目指す.また, 気象庁のナウキャス トとのスコア比較を行う.



CNN を用いた南極域における降雪時の雲パターン検出 \*鈴木香寿恵(法政大),徳永旭将(九工大),福地岬稀, 平沢尚彦(極地研/総研大),矢吹裕伯(極地研),山内恭(極地研/総研大)

## 1. はじめに

近年の温暖化環境における南極氷床の涵養量の変動 のふるまいは、地球全体の水収支に大きな影響を及ぼ すことから関心が高まっている。衛星観測による涵養 量の変動からは、特に西南極で顕著に減少しているこ とが報告されている。涵養量を正確に捉えるために降 雪や消耗などのプロセスを理解し、実測することが重 要である。しかしながら、その厳しい環境や飛雪の影響 などから降雪量の観測自体が難しく、観測データも乏 しいという現状である。物理モデルによって降雪イベ ントを再現し、降雪量を推定することは可能ではある が、高解像度かつ長期間のモデル実験を行うことは計 算コストから推奨されない。また、複数の客観解析気象 モデルによる再解析値を昭和基地における水蒸気フラ ックスについて比較した結果においても、モデル間の ばらつきが大きく[1]、また昭和基地で観測されている 降雪イベントを再現できていないことがあり、客観解 析気象データの降雪量をそのまま利用することもデー タの不確実性が大きいと考えられる。このような背景 から、現地観測データ(天気概況、無人自動気象観測、 積雪深)と客観解析気象データに加え, NOAA/AVHRR による雲画像を組み合わせた降雪量推定モデルを開発 してきた。モデル自体はまだ開発途中ではあるが、本稿 ではそのうち降雪をもたらす雲を機械学習による自動 検出を試みた結果について報告する。

## 2. データおよび手法

今回は2009年を中心に昭和基地において直接観測された降雪イベント時の雲画像に対して、Convolution Neural Network (CNN)と呼ばれるディープラーニング 手法を適用し、雲構造の特徴の検出を試みた。降雪イベ ントの抽出は、南極観測報告による各級ブリザードの 発生期間とした。用いる衛星観測データは NOAA AVHRR の複数チャンネルで,輝度温度差による雲検出 処理を行った上,前後6時間以内のデータを結合する ことで、なるべく欠測値を少なくした画像を作成した。 また、降雪時の雲パターンから雲の面積を算出し、イベ ント毎の特徴や降雪量との関係について調べた。

## 3. 降雪時に特徴的な雲と降雪量の関係

図1は、合成して得られた降雪時の雲画像を、多雪 (a)と少雪(b)の場合について示したものである。昭和基 地の位置を星で示している。a)において、昭和基地の西 側に低気圧があり、その前面に細長く中緯度側まで連 なる Atmospheric River と考えられる高高度の雲が検出 されるのに対し、少雪だった場合の b)においては低気 圧に伴う雲が南極氷床へ侵入しているが、その侵入口 が昭和基地よりも東側にあり、すでに降雪を経験した 雲が昭和基地周辺に到達する状況となっている。この 結果はすでに流跡線解析によって推定した降雪時の輸 送経路[2]と一致しており、このような状況が降雪現象 と密接に関連していることが示唆された。



図1.a) 多雪 b) 少雪だった際の結合された雲画像

## 4. 初期結果

全16層(畳み込み層7層、プーリング層7層、全結合 層2層で構成された CNN による初期結果について、プ ーリング層から抽出された図を図2として示した。浅 い層では雲の全体の特徴を抽出している画像が得られ たが、計算途中で特異行列が発生し、識別に失敗してい る。そのため、中間層の結果に Grad-CAM を適用させ、 雲の特徴を学習する際に CNN が何に注目しているか を確認した[3]。その結果、低気圧前面に発達する高高 度の雲ではなく、低気圧本体に注目して学習している、 という示唆がなされた。今後学習対象の画像を増やし、 CNN の自動識別精度を上げた結果を報告予定である。



図 2. a) 5 層目, b) 5 層目 c)7 層 参考文献

 Dufour, A., et al., 2019, *The Cryosphere*, TC, 13, 413-425.
Suzuki, K., et al., 2008, *J. Geophys. Res.*, 113, D24114, doi:10.1029/2008JD009794.

[3] 福地岬稀, 2019, 南極昭和基地に大雪を降らせる雲 構造を推定するための深層学習の応用, 修士論文, 九州 工業大学.

# 深層畳み込みニューラルネットワークを用いた 停滞前線の自動抽出と精度検証 \*松岡大祐<sup>1,2</sup>,杉本志織<sup>1</sup>,中川友進<sup>1</sup>,川原慎太郎<sup>1</sup>,荒木文明<sup>1</sup>, 尾上洋介<sup>3</sup>,飯山将晃<sup>4</sup>,小山田耕二<sup>4</sup> <sup>1</sup>海洋研究開発機構<sup>2</sup>科学技術振興機構<sup>3</sup>日本大学<sup>4</sup>京都大学

## 1. はじめに

梅雨前線や秋雨前線等の停滞前線は、長時間の降雨 をもたらすことが知られている。気象データから前線 の位置を自動的に抽出することができれば、例えば d4PDF [1,2]のような長期間かつ多数アンサンブルの気 候予測データベースを用い、特定の前線がもたらす豪 雨イベントの将来変化を統計的に分析することが可能 となる。本研究では、深層学習により気象データから 停滞前線を自動抽出する手法を提案するとともに、そ の精度を検証する。

### 2. 手法

画像認識に特化した深層畳み込みニューラルネット ワークの一種である U-Net [3]を用い、気象データから 前線位置への変換プロセスの学習を行った。気象デー タとしては、GPV-MSM で使用される客観解析データ 11 年分(降水量、水蒸気、相対湿度、温度勾配、相当 温位、風、風向等)と、気象庁の公開する天気図から RGB 値を用いて前線部を抽出した同時刻の画像データ を用いた。全データのうち最初の10年分を学習用とし、 残る1年分を抽出精度の評価に用いた(図1)。



図1 U-Netを用いた学習およびテスト [5]

### 3. 結果

学習済み U-Net を未学習のデータに適用した一例と して、梅雨前線が停滞中の 2016/06/28 0000 UTC のデー タに適用した結果を図 2 に示す。(a)は正解として与え た梅雨前線、(b)-(h)はそれぞれ異なる物理量を入力とし て与えた場合の抽出結果を示す(スカラ量は1 チャネ ル、ベクトル量は2 チャネルとして入力。)。どの結果 も、定性的には正解とほぼ一致しているように見える。 また、正解と抽出結果の類似度をTanimoto係数[4]によ って定義し、1年分のテスト結果に対する抽出精度を算 出した。特に物理量・気圧面毎の実験では、1000hPa 面の風ベクトル、風向、温度勾配ベクトル、925hPa 面 の相対湿度、850hPa 面の水蒸気量による抽出精度が高 くなる傾向が見られた。



図2 停滞前線の抽出結果例。(a)Ground Truth、(b)降水量、(c)相対湿度(1000hPa 面)、(d)水蒸気量(1000hPa 面)、(e)温度勾配ベクトル(1000hPa)、(f)風ベクトル(1000hPa)、(g)風向(1000hPa)、(g)相当温位(850hPa)[5]

## 4. おわりに

本稿では、深層畳み込みニューラルネットワークを 用いた停滞前線の自動抽出の概略を述べた。開発手法 および抽出精度の詳細については、文献[5]を参照され たい。

- [1] Mizuta, R. et al., 2017, Bull. Amer. Meteor. Soc., 1383-1398.
- [2] Imada, Y. et al., 2017, *Atmosphere*, **8**, 57.
- [3] Ronneberger, O. et al., 2015, LNCS, 9351, 234-241.
- [4] Tanimoto, T.T., 1957, IBM Internal Report, 17th Nov.
- [5] Matsuoka, D., et al., 2019, SOLA, 15, 154-159.

# 機械学習によるモデルバイアス補正: Lorenz96 モデル実験 \*雨宮 新, 三好建正(理研 R-CCS データ同化研究チーム)

## 1. はじめに

予報モデルの持つ系統誤差(バイアス)をデータ同 化システムの中で推定する手法がある[1,2]。気象のよ うな大自由度の系への適用においては、バイアスの空 間構造やモデル変数への依存性について仮定を置き、 推定する変数の自由度を下げることが有効である。こ の際、モデル変数に線形に依存する成分については、 相互共分散の特異値解析によって主要なモードを抽出 して自由度を下げることができる[3,4]。

モデルバイアスの原因として、境界層や雲微物理な どの物理過程の誤差がある。ミクロな素過程から関数 形やパラメタの値を決めることが難しく、経験的な近 似式が用いられることが多い。そのような近似に起因 するバイアスは、モデルの状態変数に対してどのよう に依存するか自明でない。関数形を特定せず、データ のみから変数に非線形的に依存するバイアスを近似的 に表現するために、機械学習のアプローチが考えられ る。本研究では、系の状態に非線形的に依存するモデ ルバイアスの推定に機械学習を応用する。

### 2. 問題設定

低次元のカオス力学系モデルの一つである、大小 2 スケールの Lorenz96 モデルを用いた理想実験を行った。 問題設定は先行研究[3]と同じであり、2 スケールのモ デルの予報値を真値とし、大スケールの変数 x(8 要素) のみについての不完全モデルによる予報値の真値との 差をバイアス dx とする。100,000 個の異なる初期値か らの次元量で12時間に相当する時刻までの予報値を用 いて生成した x と dx の組を学習データとして、モデル の右辺に加えるべきバイアス補正の項を推定する問題 を考える。先行研究[4]では線形回帰 dx=Lx+C を低次元 で計算する方法を提示したが、本研究ではこれを非線 形の回帰問題として捉える。

なお、以上は真値を使った機械学習であり現実的で はないが、最初のステップとして、このような理想的 条件下で動作する手法開発を目指す。

### 3. ニューラルネットワークによる非線形回帰

x と dx の間の関係について、3 層の隠れ層をもつニュ ーラルネットワークを用いて非線形の回帰分析を行っ た。隠れ層はいずれも入出力より少ない 4 次元とし、 活性化関数は順に tanh,線形、tanh とした。このような ネットワークの構造は主成分分析の非線形への拡張で ある自己符号化器と同じである。計算には TensorFlow[5]を用いた。

### 4. 結果

図1に状態変数の一成分 x<sub>1</sub>と対応するバイアス dx<sub>1</sub> についての散布図を、線形回帰(左)およびニューラ ルネットワーク(右)の結果と併せて示す。この例で はバイアスは非解像の過程によるフィードバックに起 因し、線形回帰の近似が部分的には有効であるが、低 次元のニューラルネットワークによる近似により非線 形的な依存性がさらに高精度で表現されている。

実際の応用の可能性としては、例えば高頻度の観測 データを用いた鉛直一次元カラム内の物理過程のバイ アス補正が考えられる。今後は、真値を使わないより 現実的な設定として、観測誤差と観測演算子、データ 同化を組み合わせ、動的なバイアス補正の方法につい て検討する予定である。



図1 モデル変数 x<sub>1</sub>に対するバイアス dx<sub>1</sub>(黒)、およ び線形回帰(左図:赤)、非線形回帰(右図:青)による dx<sub>1</sub>の予測の散布図。500 点を抽出して描画。

### 参考文献

[1] Dee, D. P., and A. M. Da Silva, 1998: *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124, 269–295, doi:10.1256/smsqj.54511.

- [2] Li, H., Kalnay, E., Miyoshi, T., & Danforth, C. M., 2009. Monthly Weather Review, 137(10), 3407-3419.
- [3]Danforth, C. M., E. Kalnay and T. Miyoshi, 2007: Mon. Wea. Rev., 135, 281-299. doi:10.1175/MWR3289.1.
- [4] Danforth, C. M., and E. Kalnay, 2008: J. Atmos. Sci., 65, 1467–1478, doi:10.1175/2007jas2419.1.
- [5] TensorFlow, https://www.tensorflow.org/overview, (2019/7)

## データ駆動型アプローチが加速する地球科学シミュレーションの不確実性定量化

\*澤田洋平(東京大学/気象研/理研 R-CCS)

## 1. <u>背景と目的</u>

地球科学において、数値計算モデルは現象の理 解から未来予測までを担う重要なツールである。 地球システムモデルは多様なスキームが非線形 に相互作用する複雑なものになっている。近年で はモデルの中のどのスキームが出力のどの部分 の誤差に影響をしているのかを包括的に知るこ とは容易でなく、モデル開発の妨げになっている。

地球システムモデルの不確実性の源泉の一つ はその未知パラメータである。通常、未知パラメ ータはモデル出力と観測データとの当てはまり に基づき単一の値を経験的に決めている。所与の 観測量に対し、どの未知パラメータに感度があり、 どのくらいの不確実性の幅の下にパラメータが 決定できるかといったことを包括的に知ろうと する試み(「不確実性定量化」と呼ぶ)は少ない。

最近では機械学習を用い軽量な統計モデルで シミュレーションの挙動の一部を模擬し、不確実 性定量化に役立てるデータ駆動型のアプローチ が盛んである(例えば、Qian et al. 2018 JGR-A)。 本研究では陸面モデルを題材とし機械学習を援 用して未知パラメータ最適化とその不確実性定 量化を効率よく行う方法を提案する。

### *2. <u>手法</u>*

地球科学シミュレーションは状態空間モデル であり、状態量  $\mathbf{x}(t)$  が時間発展する過程として、  $\frac{d\mathbf{x}(t)}{dt} = f(\mathbf{x}(t), \mathbf{u}(t), \boldsymbol{\theta})$  (1) と書ける。ここで $\mathbf{u}(t)$ は境界条件などの数値計算モデルに対する外力、  $\boldsymbol{\theta}$ は未知パラメータである。何らかの観測  $\mathbf{y}$  が存 在して、モデルとの「差」 $\boldsymbol{\Phi} = ||\mathbf{y} - h(\mathbf{x})||^2$  (2) を小さくするような $\boldsymbol{\theta}$  の(点推定ではなくて)事後 確率分布を(観測データの誤差も考慮しつつ)得 ることが不確実性定量化に当たる。ここで  $\mathbf{h}$  は (非線形な)観測演算子である。ノンパラメトリッ クな手法としてはマルコフ連鎖モンテカルロ法 (MCMC)を使うことが考えられるものの、それに は非線形で大自由度なモデル  $\mathbf{f}$  を 10<sup>6</sup> 回程度繰 り返し数値積分する必要があり、低計算コストの モデルでなければ適用できず、現実的でない。

しかしながら、(2)式の入力は高々未知パラメ ータ数の次元しかないと見なせ、出力はスカラー 量なので、少ないパラメータの組み合わせ(今回 は 400 組)でモデル f を走らせて **θ**-**Φ**関係のデー タセットを作り、それを機械学習することで未知 パラメータを入力とし、モデルと観測の当てはま りの良さを出力する軽量な統計モデルを作るこ とができる。データセットを作る過程では MCMC と異なりモデルをパラメータの組ごとに 並列化して計算することができ効率が良い。本研 究では、θ-Φ関係のデータセットをガウス過程で 学習し、軽量な代替モデルとしての統計モデルを 用意し、代替モデル上で MCMC を適用する。

モデルfとして陸域水文一生態系結合モデルで ある EcoHydro-SiB, 観測演算子 h として GCOM-W1 で観測できる低周波マイクロ波領域 の放射伝達モデルを使い(Sawada et al. 2015 JGR-A)、GCOM-W1による衛星観測輝度温度を 参照して未知パラメータの不確実性定量化を行 う。パラメータの「真値」とそれをfとhに入れ ることで人工的に生成した観測を用いる理想化 実験を行い手法の妥当性を確かめた。気象外力 *u(t)* は西アフリカの一点(経度 0.125 度、緯度 10.125 度)の GLDAS v2.1 (Rodell et al. 2004 BAMS)のデータを用いた。

## 3. <u>結果と考察</u>

図1に推定した4つのパラメータの確率分布 を示す。これは代替モデルを用い10<sup>6</sup>回式(2)を評 価することで得た確率分布である。一回当たりの モデルfと観測演算子hの時間積分が4分かか るため、元々のモデル上でMCMCを行うと4× 10<sup>6</sup>分かかってしまうが、本研究のアプローチを 用いると一連のプロセスの実行が10分ほどで完 了する。データ駆動型アプローチを援用すること で大幅な高速化が実現できていることが分かる。 得られた確率分布はおおむね人工的に設定した 真値をよく推定することができている。

**謝辞**:本研究は、科研費 17K18352、18H03800 および JST AIP JPMJCR19U2 の支援を受けた ものである。



図1:陸面モデルの4種類の未知パラメータの MCMCによる推定。赤点線が「真値」。

# 瞬時的な地表面フラックスを診断する 接地境界層パラメタリゼ-ションの深層学習による検討 \*伊藤純至<sup>1,2</sup>・毛利英明<sup>2</sup>

<sup>1</sup>東京大学大気海洋研究所、<sup>2</sup>気象研究所

## 1. はじめに

数値気象モデルの最下層より下部は接地境界層と仮 定される。その層における熱や運動量の輸送過程は解 像できないため、何らかのパラメタリゼショーンによ る地表面フラックスの診断が必須である。モニン・オブ コフ則に基づく接地境界層のパラメタリゼーションが 従来の数値気象モデルでは利用されてきた。

そのような経験則は、アンサンブル平均を施した風 速との地表面フラックスの間の関係として成立するが、 数値気象モデルが高解像度化した場合は、アンサンブ ル平均ではなくより瞬時的な地表面フラックスをパラ メタリゼーションにより与える必要がある。しかし、そ のような時間スケールの風速と地表面フラックスの間 の関係はよくわかっていない。伊藤・毛利(気象学会 2018秋)は風洞実験で得られた長時間の時系列データ を教師データとして利用し、深層学習により風速の時 系列から瞬時値に近い運動量フラックスを与えるパラ メタリゼ-ションの構築を試みた。様々な平均風速の場 合に汎用的に利用可能なパラメタリゼーションとする ためには、適切な規格化の必要性が示唆された。さらに、 異なる平均風速において、乱流構造の相似性により即 した規格化を行った場合の診断精度の向上を確かめる。

### 2. 深層学習の手法と規格化

気象研究所の大型風洞において 3 種類の平均流入風 速(1,3,10m/s)を設定し、高度 80mmの測定点で得られた 水平風 uと鉛直風 w、それぞれ 3.5 時間分の 0.1 秒ごと に間引いた実測データを利用する。今回は規格化に z=80mm における風速を用いる。運動量フラックスは時 間フィルターした uと wの偏差の相関として求めるが、 時間フィルターのサイズも風速により規格化するよう 変更した。Google 社が提供する Tensor Flow の Long Short-Term Memory(LSTM)ライブラリを利用し深層学習 を行った。

## 3. 検証と考察

検証のために独立した 0.1 秒毎の 30 分間の風洞実験 の時系列データを利用した。深層学習した LSTM の診断 (縦軸)と風洞における実測値(横軸)を示した。 流入風速により規格化し、深層学習した場合(図上) (伊藤・毛利、気象学会2018秋)、正解である実測(横 軸)にある程度近いフラックスの診断を達成している。 しかし、診断(縦軸)の分布の幅が実測より狭くなって いる傾向がある。一方、新たに行った、規格化に境界層 内の風速を用いるとともに、時間フィルターサイズも 規格化したデータを入力とした場合、より実測と合致 する診断がなされた(図下)。

その他、学習パラメータに対する依存性などについ て、発表する予定である。



図 運動量フラックスの風洞における実測値(横軸)と LSTMの診断(縦軸)。上図は流入風速による規格化、下 図は境界層内の風速とともに、時間フィルターサイズ も規格化した。単位はm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>。

# ニューラルネットワークを用いた急発達台風予報 \*黒良峻平\*1 八谷大岳\*1\*2 嶋田宇大\*3 上田修功\*2 \*1 和歌山大学システム工学部 \*2 理化学研究所革新知能統合研究センター \*3 気象研究所台風・災害気象研究部

## 1 背景と目的

近年,甚大な被害をもたらす急発達台風の発生率の 増加に伴い,高精度な急発達台風の予報が求められて いる.しかし,事例が少ない急発達台風に対し,従来の 強度変化重回帰モデル SHIPS (Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme) [1]では,精度よく強度変化 量を回帰するのが困難である.そこで,本研究では,急 発達台風の予報を,急発達するか否かを分類する2値 分類問題として定式化し,近年,飛躍的に精度が向上し ているニューラルネットワーク(以下,NN)を応用し, 過去の台風カタログを用いて,精度評価を行う.

## 2 提案方法

急発達台風か否かの分類問題を以下のように、気象 環境特徴量**x**を入力し、スコアy[0,1]を出力する関数 f(**x**)をデータから学習する問題として定式化する.

 $y = \begin{cases} 1 & \text{if } p_{t1} - p_{t0} < \tau \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad y = f(\mathbf{x})$ 

y = 10 otherwise ここで、t0は基準時刻、t1はt0から所定時間後の時 刻、 $p_t$ は時刻 t における中心気圧、 $\tau$ は中心気圧変化閾 値である。関数f(**x**)は、図1に示す4階層のNNであ る。関数f(**x**)をデータから学習するための目的関数と しては、通常の分類器で用いられる交差エントロピー 最小化(以下, NN-CE)と、高いスコアを持つ負例を 選択することにより、正例と負例の不均衡を解消する

pAUC 最大化(以下, NN-pAUC)[2]を用いる.





## 3 学習・評価データ

関数f(x)の学習および評価に 1987 年から 2017 年の 間に発生した台風ごとに6時間単位で観測された,台 風カタログを用いる.各台風のカタログデータを,幅 48時間のウィンドウを6時間ずつずらして分割し,各 ウィンドウから24個の SHIPS 特徴量を抽出し気象環 境特徴量xとする.各ウィンドウの初期時刻をt0,最 終時刻をt1とする.気象庁ベストトラックに基づき中 心気圧変化閾値tは,2005 年以前と 2006 年以降で分け てそれぞれ中心気圧変化分布の 95%点に設定する.ま た,2012 年以前を学習データ,2013 年以降を評価デ ータに分割して用いる.

## 4 実験評価

SHIPS, NN-CE および NN-pAUC の3つの方法のウィンドウ単位および台風単位での急発達台風予報の精

度比較を行う. ウィンドウ単位での急発達か否かの分 類問題を以下のように、SHIPS のスコアは、 回帰し た 強度変化 が閾値  $\tau$ =-55 より小さければ1に、それ 以外を0とする. また NN-CE と NN-pAUC の スコア 閾値  $\tau_s$ は0.1 と0.5 の2 つ用意し、 $\tau_s$ より小さければ 1に、それ以外0に変換する. 台風単位においては、 各台風のカタログデータを分割したウィンドウのうち 1 つでも急発達する場合があればその台風は1に、そ れ以外0に変換する.

表1はウィンドウ単位および台風単位の予測での各 方法の評価データに対する precision および recall であ る.ウィンドウ単位および台風単位の頭文字と合わせ て w-precision, w-recall, t-precision, t-recall と表記す る.この表から, SHIPS は急発達台風を予報できてい ないのに対し, NN-CE と NN-pAUC はウィンドウ単 位の予測では 18%~40%,台風単位の予測では48%~ 77%の recall で急発達台風を予報することができるの がわかる.またウィンドウ単位の予測での precision は 約30~40%と低く,誤報が多いが,台風単位の予測で は約55%~60%と誤報は半数以下となっている.さら に NN-pAUC は NN-CE と比べて,スコア閾値の影響 を受けにくいことが確認できた.

加えて、NN-CE と NN-pAUC のスコアのヒストグラ ムを図2に示す.この図から、両方法とも、正例と負 例とを区別することが出来ていない事例があることが わかる.これは負例と正例の特徴量に差が無いことが 原因と考えられ、今後、特徴量に台風の構造的な情報 (形・大きさなど)を導入するなどの改良を検討す る.

-				
方法	w-precision $(0.1/0.5)$	w-recall (0.1/0.5)	t-precision (0.1/0.5)	t-recall $(0.1/0.5)$
SHIPS	0.0	0.0	0.0	0.0
NN-CE	0.294/0.426	0.493/0.180	0.571/0.625	0.774/0.480
NN-pAUC	0.304/0.305	0.361/0.361	0.552/0.552	0.677/0.677

表 1 Precision と Recall の比較



参考文献

[1] 嶋田宇大, 大和田浩美, 2019: SHIPS. 気象研究所技 術報告, 82, 4-19.

[2] Naonori.U & Akinori.F, 2018, "Partial AUC Maximization via NonlinearScoringFunctions", arXiv:1806.04838

# 私たちは CNN に正しい答えを教えているのだろうか ~t-SNE による正解ラベルの妥当性の検証~

\*比嘉舞輝, 名嘉眞紳, 山田広幸, 伊藤耕介, 宮田龍太(琉球大学)

### 1. はじめに

Deep learning と周辺技術の急激な発展に伴い,それ らを実データに適用する研究は増加の一途を辿ってい る.気象学でも、画像認識に優れた convolutional neural network (CNN)を用いて台風が映った衛星画像から撮影 時点での強度推定[1][2]や、1日後の強度クラスを予測 [3]する試みが報告されているが、大半が混同行列によ る性能評価で考察が閉じており、予測精度を実用レベ ルまで向上させるには CNN にどんな画像やラベルを 付与すれば良いか議論した研究はほとんどない.そこ で本研究では、画像などの高次元データ分布の可視化 に優れた教師なし学習である t-distributed stochastic neighbor embedding(t-SNE)[4]を用いて、台風の勢力予測 を行う CNN が予測を当てた(外した)ときに入力された 衛星画像が分布上のどこに位置するか調査した.

### 2. 結果と考察

図1にt-SNE[4]を用いて表示した台風衛星画像[5]の データ分布を示す.図中の各点には2015年に北西太平 洋で発生した全台風を6時間毎に撮影した衛星画像デ ータがプロットされており,その中で7号に関するデ ータが色付けされている.この図から,台風の発生か ら消滅までの過程で撮影された画像は分布上で近い位 置に連続して配置される場合が多く,時折急に遠くに 配置されることがあり,画像で比較するとその類似性, 相違性が定性的に確認できる.図中各点はCNNでこの 画像から台風が1日後に発達/停滞/衰退するか予測した ときの実績を示しており,予測を外したときの入力画 像を t-SNE の分布上で見ると,データ間の距離が小さ い 2 つの画像に異なった正解ラベルが振られているこ とが多く,とくに正解ラベルが発達から停滞,または 停滞から衰退へと変化する過程で不正解となるケース が多かった.

ここではベストトラックを基にラベリングしたが, 単純にそれを正解ラベルとすると,図のように似たよ うな画像に異なるラベルを付与していることが多々起 こるため,CNNの予測精度の改善にはラベリングの工 夫が必要であると言えよう.

ここでは北本[2]と同等の Sequential split 検証 (2005~2015 年に発生した台風情報で訓練, 2015 年以降 で検証)で得られた予測結果なので,検証で与えた台風 情報は訓練で一切教えていない.一方, Pradhan[1]の Random split 検証だと,撮影時刻は異なるが同じ号の似 た台風画像を訓練と検証で与えてしまうため,予測精 度が Sequential split 検証よりも格段に高くなるが,実用 性を考えるとこの検証方法は適切とは言えない.

### 3. 参考文献

[1]Pradhan, R., et al., IEEE Trans. Image Proc., 27, 692-702.

[2]北本朝展,機械学習による台風雲パターンと温帯低気圧の分析 [3]棚原慎也,他,2018 年度春季大会講演予稿集,246

[4]Maaten, L., et al., Visualizing Data using t-SNE,

https://lvdmaaten.github.io/publications/papers/JMLR\_2008.pdf, (2019/7 閲覧) [5]北本朝展,デジタル台風,

http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/, (2019/7 閲覧)



図1 t-SNE[4]でプロットした台風衛星画像[5]の散布図. 各点間の距離は画像同士の類似度と見なせる. 色付きの点は2015 年台風7号の事例 である. ベストトラックで台風と認定された5月9日12 時を始点,熱帯低気圧になる直前の5月20日18時を終点とし,間の過程を矢印で 表した. 点種は台風が1日後に発達/停滞/衰退するかCNNで予測したときの実績で変えており,図中では正解ラベルが変化したときの衛星 画像を表示した.

# 超解像シミュレーションによる街区微気象のリアルタイム予測 ~物理を学習させた深層・超解像器~ \*大西 領, 杉山大祐, 松田景吾 (海洋研究開発機構) Onishi, R., Sugiyama D., Matsuda K. (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology),

## 1. はじめに

未来都市では、様々な自律システムが、サイバー空 間内に再現された過去・現在・未来の気象と社会ネッ トワークの統合情報(気象情報インフラ)に常時アク セスしながら、人々が意識せずとも、各システムが時々 刻々と複雑に変化する気象と社会に応じて、様々な社 会サービスを提供する(図1)。一方で、自律制御のた めのリアルタイムセンシングデータの一部は気象予測 シミュレーションに同化され、気象情報インフラの構 築に利用される。このような近未来の社会サービスは ヒト・モノが集中する都市部から開始されると考えら れ、都市街区微気象に関する気象情報インフラの構築 が早急に望まれる。

著者らのグループでは、数m解像度で建物や樹冠を 解像し、それらが熱・風環境に与える影響を詳細に考 慮できる建物解像・街区微気象シミュレーション法を 開発してきた[1](図2)。この街区微気象シミュレー ションは暑熱対策に活用され始めている(例えば、[2])。 一方で、計算コストが甚大であり、大型スーパーコン ピュータを用いても、現業予測には適用できない。

本研究では、街区微気象シミュレーションによる高 解像度予測情報をリアルタイムに取得することを目指 し、深層学習を活用した新たな予測シミュレーション 法を開発する。



図1:未来都市における超スマート社会サービス



図2:建物解像・街区微気象シミュレーション結果の 例。日本科学未来館の YouTube ページ[3]で視聴できる。

## 2. 超解像シミュレーションシステム

超高速に高解像度シミュレーション予測結果を得る ために、深層学習を用いた超解像(Super Resolution, SR) 技術[4]を活用する(図3)。高解像度予測情報を得るた めに要する時間は低解像度シミュレーションを実施す るための時間だけで済む。



図3:超解像シミュレーションシステム。高解像度 (high-resolution, HR)計算結果を用いて深層学習させて おいた超解像(SR)器に、低解像度(low-resolution, LR)計 算結果を渡し、HR 予測結果を超高速に生成する。

## 3. 結果とまとめ

(建物解像としては)低解像度な 20m 解像度の微気象 シミュレーションと、深層学習を活用した超解像器を 統合利用することで、5m 解像度の予測情報を超高速に 創出することに成功した。このシステムを活用するこ とにより、従来活用されてこなかった IoT センサーデ ータまでをも取り込んだ街区微気象の現業予測が可能 になると期待される。

謝辞 海洋研究開発機構の地球シミュレータを利用した. JST 未来社会創造事業の支援を受けた(課題番号: JPMJMI18B6)。

- [1]Matsuda et al. J. Wind Eng. Indust. Aerodyn. **173**, 53-66 (2018)
- [2]https://www.pref.saitama.lg.jp/a0001/news/page/2018/062 1-01.html
- [3] MiraikanChannel, 東京ヒートアイランド, <u>https://youtu.be/EMm9La3riNA</u>
- [4] Dong et al., *In European Conference on Computer Vision*, pp.184-199 (2014).

# 深層学習によるカメラ画像からの

# 気象情報の抽出

\*杉山大祐 (海洋研究開発機構), 大西領 (海洋研究開発機構), 筆保弘徳 (横浜国立大学)

### 1. 概要

数値予報のさらなる高精度化のため、インターネッ トを通じたリアルタイム取得が可能な各種 IoT (Internet of Things) センサー機器網による高密度気象情報の活用 が期待されている。一方で、安価な IoT センサーは地 上に設置されるため、IoT センサー網を通常活用しただ けでは上空のリモート気象情報を収集できない。そこ で本研究では、近年発展が目覚ましい人工知能技術を 用いた画像認識を応用し、インターネットに接続可能 な安価なコンシューマーカメラの画像から気象情報の 抽出を行うシステムの開発に取り組んだ。抽出する気 象情報として、雲量と日射量を対象とした。これらは、 数値予測シミュレーションの入力値となるだけでなく、 例えば、農業分野での活用も期待される。本研究の手 法を用いることで、高価な観測機器を使わなくとも、 安価なカメラ付きデバイスをリモートセンシング機器 として運用することが可能になる。

### 2. 雲量推定のための深層ニューラルネットワーク

画像学習タスクで高精度を実現している畳込みニュ ーラルネットワーク[1] (CNN)をベースとし、5 層の モデルを構成した。このモデルを訓練するデータとし て、インターネットより自動収集した雲の写っている 画像約 2,000 枚に著者らが雲量のラベル付したもの(図 1)を用いた。本研究の雲量は、カメラ画像に写り込 んでいる空領域のうち雲に覆われている割合を 0 から 10の11 段階で表す。一方、気象庁は全天に対する雲領 域の割合を雲量と定義する。この定義の違いには注意 が必要である。訓練データのうち 80%に対して機械学 習を行い、残り 20%を推定させて交差検証を行った。

### 3. 結果とまとめ

既存のセグメンテーション法の平均自乗誤差 12.7 に 比べて、本 CNN は 3.0 という圧倒的に小さな誤差で雲 量を推定できることが明らかになった[2]。現在、横浜 国立大学における気象観測データを利用し、日射量の 推定法の開発に取り組んでいる。固定カメラ画像だけ でなく、設置箇所の緯度経度と時間から算出した理論 最大日射量を同時に学習して推定に用いるマルチモー ダルモデル(図2)を構築し、このモデルを用いて固 定カメラの設置位置前方の日射量を推定する新たな観 測手法を開発した。この結果について報告する。







図2 固定カメラ画像と理論最大日射量を同時学習 する日射量推定モデル.

参考文献

 LeCun Y., Haffner P., Bottou L., Bengio Y.: Object Recognition with Gradient-Based Learning. In: Shape, Contour and Grouping in Computer Vision. Lecture Notes in Computer Science, Vol. 1681. Springer, Berlin, Heidelberg, 1999.

[2] Onishi, R., Sugiyama D.: Deep Convolutional Neural Network for Cloud Coverage Estimation from Snapshot Camera Images, Vol. 13, 235-239, 2017.

# 変分自己符号化器による前処理を通じた非ガウス観測のデータ同化

\*堀田大介 (気象研究所)

### 1. 背景

変分法や EnKF 等の通常のデータ同化手法では背景誤差や 観測誤差がガウス分布することを前提としている.このため, 降水量など分布が非ガウスな観測は同化が難しい.気候学的 分布がガウスになるように変数変換する方法 (Gaussian anamorphosis)を用いると観測誤差の分布もガウスに近づき 同化に有効であることが知られている (e.g., Lien et al. 2013; 2016)が、この方法は1変数ごとにしか使えない.

また、レーダーや輝度温度などの面的な観測は、離れた観 測の間に誤差相関があり、情報が redundant でデータの持つ有 効な自由度はデータの表現が持つ次元よりずっと小さい.こ のため super-observation や EOF の主要モードのみを取り出す 手法などが使われるが、情報の損失は避けられない.

本研究では、上記の2つの問題を同時に解決しうる手法として、機械学習の分野で提案された変分自己符号化器 (Variational Autoencoder; VAE) に注目する.

### 2. VAE とは

VAE は、分布が非ガウスで次元の大きな観測 y について, 「y が, ガウス分布する次元の小さい潜在変数 z から stochastic に生成される」という仮定のもと, y のサンプル Y= {y<sub>1</sub>, y<sub>2</sub>, ...} のみから y と z の対応関係を与えてくれる教師なし学習アル ゴリズムである (Kingma and Welling 2013). 対応関係はニュ ーラルネットで与えるのが普通だが, パラメータに関する勾 配が計算できる関数であれば何を選んでも良い.

学習データ Y を VAE で学習することにより,可観測量 y から潜在変数 z を推定する確率的符号化器  $q(z|y) = N(\mu(y),\sigma_z^2(y)) と, z$  から可観測量 y を生成する確率的復号器  $p(y|z) = N(f(z),\sigma_y^2)$ が得られる. ここで $\sigma_y^2$ は固定して与えるハイパーパラメータ, $\mu(y),\sigma_z^2(y), f(z)$ はニューラルネットワークである(実際には  $\log\sigma_z^2(y)$ をニューラルネットワークで求める). 符号化器と復号器を設定する際に z の次元を y の次元より小さく設定することで次元削減を行うことができる. また学習データ Y の各要素に平均符号化 $\mu(.)$ を適用した z の元の集合は N(0,  $I_{dim(z)})$ に近い密度分布を持つようにできる.

### 3. VAE による非ガウス観測データの前処理

**VAE**の上記の性質から,**VAE**を Gaussian anamorphosis の多 次元への拡張として利用することができる.具体的な手順は 以下の通りである:

- (0)観測 y=h(x)の気候学的分布を知っているとする.予め y の 気候学的分布から学習データを準備し、VAE で確率的符号 化器と確率的復号器を学習しておく.
- 観測 y<sup>o</sup>から符号化器の平均値により潜在変数の観測 z<sup>o</sup>=μ(y<sup>o</sup>)を作る。

(2)状態変数 x から通常の観測演算子 h(x)と符号化器の平均値の合成により潜在変数空間の観測相当量を作る: z=µ(h(x))=:H(x).

(3)この $H=\mu oh$ を改めて観測演算子とみなし通常のデータ同化 をする.ただし、符号化器には変換時の不確定性  $\sigma_z^2(\mathbf{y})$ があ るため、背景および観測誤差共分散の対角成分にそれぞれ  $\sigma_z^2(\mathbf{y}^b)$ および  $\sigma_z^2(\mathbf{y}^o)$ を加える.また、h や Hは非線形なため、 おそらく outerloop や iterated KF が必要となる.

### 4. 理想実験

ガウスを仮定した通常のデータ同化手法が苦手な問題とし て画像の観測により台風の位置ズレを補正する問題を考える. 図 la に示すような「眼」のある円の中心が気候学的に N((0,0),  $2^2 \times I_2$ ) でガウス分布するものとする.第一推定値は気候学的 分布より 2 倍の精度があり N((0,0),  $I_2$ ) で分布,観測はさら に 2 倍の精度があり N((4,4), $V^2 \times I_2$ ) で分布するものとする. この系では中心の位置が真の潜在変数であり、中心位置が与 えられると図 la のような各ピクセルの値が 0.0~1.0 で 41x41 ピクセルの画像が生成される.

VAE の学習では気候学的標本を 5000 個生成し学習した. 潜 在変数 z の次元は 10 とし、µ(y)と logσ<sub>z</sub><sup>2</sup>(y)は中間層 1 層のみ の多層パーセプトロン(MLP)で同時に出力させ、ニューロン 数は入力層、中間層、出力層それぞれ 41x41=1681, 500, 2x10 である. f(z)も中間層 1 層のみの MLP で各層のニューロン数 は入力から順に 10, 500, 41x41 とした. 活性化関数は全てシグ モイドとしたが ReLU での結果も定性的には変わらない.

同化実験では第一推定値を1000メンバー生成し、通常の EnKF("naive")と、VAEにより前処理を施しzの空間で解析 するEnKF("VAE")とを比較する.参考のため中心位置そのも のを同化した結果から画像を生成したものをidealとして示す.

#### 5. 結果

実験結果を図1に示す.解析値(上段 b,c,d)を比べると, 点ごとに観測を同化する"naive"では同心円の構造が歪められ る(図1c)のに対し,VAEで前処理をすれば、「眼」も含め構造 がよく保たれている(図1d).同化によって構造を変えずに位 置だけをずらすことができていることは解析インクリメント の図(下段 g,h,i)を見るとよりわかりやすい.

### 6. 課題と展望

本手法では観測されうるデータ**y**が VAE で十分表現できる ことが前提となっており,観測または背景値の気候学的出現 率が極めて小さく学習データに類似したパターンが出現しな い場合,再構成誤差が大きくなり  $\sigma_z^2$ (**y**<sup>b</sup>) または  $\sigma_z^2$ (**y**<sup>c</sup>) が大き くなって第一推定値が修正されなくなる.また,「41x41 ピク セルの画像の位置ズレを補正する」という単純なタスクにさ え5000 もの学習データが必要であったことから,気象のよう な複雑な系に適用する場合,再構成誤差の小さい VAE を構築 することが果たして可能か,慎重な検証が必要と考える.



-283 -

## 深層学習を用いた回転水槽実験の波数解析

大滝寿一<sup>1</sup>・筆保弘徳<sup>1,2</sup>・加藤涼雅<sup>2</sup>・松岡大祐<sup>3</sup>・吉田龍二<sup>4</sup> (1:横浜国立大学大学院、2:横浜国立大学、3.海洋開発研究機構、4.CIRES USB/NOAA ESRL)

### 1. はじめに

近年、気象学分野でも深層学習を用いた研究が行われる ようになった。しかし、気象データには学習データ量や質 に限りがあり、深層学習の能力を出し切っているとは言い 難い。本研究の目的は、回転水槽実験の結果を学習データ に用いることで、深層学習の精度がどこまで高まるかを検 証することである。回転水槽実験は、近年研究目的で行わ れることはほとんどなくなったが、①得られる実験結果は 数値モデルのように人為的な仮定をいっさい含まない現 実の現象であること、②室内実験を繰り返すことで深層学 習の威力を十分に発揮する数万以上の学習データを容易 に作成できるため、深層学習に利用するメリットは大きい。 PIV 解析と波数分解を用いた筆保他(2014)により、定量的 な波数分類が得られるようになった。回転水槽実験の物理 的な解析で得られた波数分類と、深層学習から得た波数分 類がどこまで一致できるかを調べる。

### 2. 実験手法と評価方法

深層学習に用いる学習・検証データは、舛田他(2015) による回転水槽実験結果の約800回200万以上の実験画 像を用いる(図1)。実験結果の画像をPIV解析して数値化 し、フーリエ解析により定量的な波数分類を得る。本研究 では、第一段階の学習データとして、フーリエ解析の結果 で最も差が出やすい波数2と3のデータを使用し2クラス 分類の精度を検証する。

本研究では、深層学習の一種である CNN (畳み込みニュ ーラルネットワーク)を用い、畳み込み層の深さは最大で 畳み込み層 13 層とフル結合層 3 層からなるニューラルネ ットワークを使用した。波数2と3におよそ2万枚の学習 画像を用意し、CNN は2値問題として設定した。学習・検 証データには、波数分解をしていない擾乱成分だけの画像

(軸対称流を除いた画像)を用いて(例として図1)、波数 2と3がどれほどの割合で分類されるのかを調べる。また、 検証には波数が時間変化をする実験を選び、それぞれの時 間での物理的または深層学習から得る波数分類を比較す る。

### 3. 結果

図1は、検証に用いた回転水槽実験のPIVにより定量化 して軸対称流を除いた実験結果である。図2は波数分解し て得た波数別渦運動エネルギーの時間変化である。実験開 始から1050秒付近では波数2が卓越していたが、約20秒 経つと今度は波数3が同程度まで解析されるようになり、 また約10秒後には波数2が卓越する。

図3は深層学習から得る波数の確率値の時間変化である。

2 クラスの分類のため、波数 2 と 3 の成分のみである。1050 秒付近では波数 2 の確率値が 100%であり、波数 3 は 0 % である。そして約 10 秒後には逆に波数 3 の確率値が 100% と逆転し、再び波数 2 が大きくなる。1070 秒付近や 1080 秒付近では、波数 2 や波数 3 が 50%付近で推移する。

### 4. まとめ

本研究では、回転水槽実験の結果を学習・検証データに 用いた深層学習の精度の検証を行った。物理的な解析から 得られた波数とほぼ同じ時間に深層学習からも同じ波数 の検出が起きていた。発表では、分類するクラスをさらに 増やした結果を示したい。また評価方法で Grad-CAM(Gradiant-weighted Class Activation Mapping)を用い た画像の重み関数の可視化を行い、予測結果に対してどの 領域の流体運動が影響しているのかを定量的に調べて、現 象の物理的解釈を行ったものも報告したい。



図1:回転水槽実験から PIV 解析をして得た軸対称流を除いた 画像。(左)1050 秒、(右)1070 秒。



図 2:フーリエ解析から得た波数別渦運動エネルギーの時系列。 実線:波数 2、破線:波数 3。



図 3: 深層学習から得た波数分類の時系列。実線:波数 2、破線: 波数 3。
# 大規模アンサンブル気候データの効率的な解析に向けた コンテンツベース検索システム

\*中川友進(海洋研究開発機構), 尾上洋介(日本大学), 川原慎太郎, 荒木文明(海洋研究開発機構), 小山田耕二(京都大学), 松岡大祐, 石川洋一, 藤田実季子, 杉本志織, 岡田靖子, 川添祥, 渡辺真吾(海洋研究開発機構), 石井正好, 水田亮, 村田昭彦, 川瀬宏明(気象庁気象研究所)

#### 1. はじめに

気候変動の確率的な影響予測を創出するためには、 多数のアンサンブル実験の解析が必要である。しかし、 「気候変動リスク情報創生プログラム」と「気候変動 適応技術社会実装プログラム」(SI-CAT)の成果物であ る d4PDF[1][2]の総データ容量はユーザーが手元にダウ ンロードして解析するには大きい(~3 PB)。そのため、 ユーザーのストレージの不足、長時間のダウンロード、 サーバーへの高負荷が問題になると懸念しており、必 要なデータを絞り込む機能が必要だと考えている。

#### 2. システムの設計と実装

前述の懸念を解決するため、SI-CAT では大規模アン サンブル気候データから高速かつ効率的に必要なデー タを見付けるための「System for Efficient content-based retrieval to Analyze Large volume climate data (SEAL)」(図 1)を開発している。SEAL は、中核を担う PostgreSQL を用いたリレーショナルデータベース(以後、RDB)、 データ提供機能、Web UI で構成される。

最初の段階として、時間と空間で圧縮した降水量・ 気温、および台風トラックデータを格納する RDB を開 発した。これによりユーザーは必要なデータがある時 間と空間を絞り込むことができる。また、機械学習を 用いて台風や前線などの情報を抽出[3]するために使用 する、中心気圧や最大風速などでラベル付けされた教 師データを格納する RDB の開発を進めている。教師デ ータはオーダーで数万件となるため、RDB が有効だと 考えている。この RDB は別途開発中の機械学習ツール と連携して動作する予定である。データ提供機能は、 絞り込んだ結果に基づき、時間と空間でデータを切り 出してダウンロードするための機能である。これらの 機能を簡易に使用するために、Web UI を作成した。

#### 3. 議論

従来から使われているフレームワークである OPeNDAP は単一のファイルの物理量の探索が可能で あるが、ファイルの中身を全て走査するために速度が 遅い。一方、SEALは RDB のインデックスを用いて検 索を行うため、全てのファイルに対する高速な物理量 の探索が可能である。また、ユーザーは Web 上で必要 なデータを絞り込めるため、ダウンロードするデータ 容量を大幅に削減(例えば 0.5%)できる。そのため、 冒頭で述べた懸念は解決できたと考えている。

#### 4. 結論

我々は大規模アンサンブル気候データから高速かつ 効率的に必要なデータを見付けるためのシステムであ る「SEAL」を開発し、期待通りに動作することを確認 した。また、機械学習と RDB の連携機能を開発中であ る。SEAL は 2019 年度に「データ統合・解析システム」 (DIAS)から公開する予定である。SEAL で開発した 技術は、シミュレーションや観測を問わず、他の分野 の大規模データにおいても有用であると考えている。



図1 SEAL の概念図.

参考文献

- Mizuta, R., et al., 2017, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 98, no. 7, pp. 1383–1398
- [2] Fujita, M., et al., 2019, *Geophysical Research Letters*, vol. 46, no. 1, pp. 435–442
- [3] Matsuoka, D., et al., 2019, SOLA, Vol. 15, pp. 154–159, doi:10.2151/sola.2019-028

# 長岡における地上での降雪結晶の連続観測

\*本吉弘岐,山下克也,中井専人(防災科研・雪氷)

石坂雅昭(防災科研・客員)

#### 1. はじめに

降水系の通過や変化に伴い,雪片を構成する結晶 形も変化する.結晶形によっては堆積時に表層雪崩 の弱層を形成するものがあり,2014年2月の南岸低 気圧通過時に山梨県を中心に多発した表層雪崩は低 温型雪結晶が関与したものと推定されている(石坂 ら,2015).降雪結晶の変化を時々刻々捉えることは、 雲物理過程の理解のほか,降雪結晶起因の表層雪崩 などの予測研究などにも重要である.

防災科研雪氷防災研究センター(新潟県長岡市) では、降雪取り込み式低温室のベルトコンベア上に 落下した降雪粒子のビデオマイクロスコープによる インターバル撮影を実施してきた. 2016年1月以降 は、一眼レフカメラとマクロレンズを組み合わせた撮 影装置を追加し、結晶形を十分に識別できる高解像度 での観測を始めた.本発表では、降雪結晶の連続撮影 装置で得られた降雪結晶の観測例について紹介する.

#### 2. 南岸低気圧通過時の観測例

2018年1月22日から23日にかけての南岸低気圧 が通過し、その北側縁辺部に位置した長岡でも降雪 が見られた.図1に観測された降雪結晶の時系列を示 す.この時系列は、1分毎に撮影された画像中に1つで も結晶形として確認できたものを点で表したものであ る.結晶形の分類には、グローバル分類(菊地・梶川、 2012)における中分類を用いた.

期間Iでは約5時間と長い時間にわたり交差角板状お よび柱状・板状の不規則形状(CP4,5)の明らかに低温 下で成長する結晶形が卓越していたほか, 鼓状(CP1), 角板状(P1)などの雲粒なし結晶が卓越していた.低 気圧の西側縁辺部に位置した期間IIでは, 樹枝状(P3), 霰状雪(R3)を中心に雲粒が付いた結晶や, 扇状(P2) が多く観察された.低気圧本体が東北地方に移動した 期間IIIでは,再び雲粒なし結晶となり,結晶形が様々 に入れ替わっている様子がみられた.期間Iは低気圧本 体近くに位置し,降雪結晶の構成に関して比較的一様 な状況が続いていたが,期間II,IIIでは,低気圧の移動 とともに低気圧西側に形成された対流雲などの影響で 低温型結晶と雲粒付樹枝などが混在する状況が生じた ものと推測される.

#### 3. 地上での降雪結晶観測に関して

ビデオゾンデ観測や航空機観測と異なり,地上から 上空までの各層での雲物理過程を経て地上に達した粒 子を見ているため,解釈には注意が必要である.

長岡では鼓状結晶や針付板状結晶などの成長環境の 変化を示唆する 2 次的な晶癖を含むものや,多結晶性 の雲粒が関与する放射状結晶や立体状結晶なども頻繁 に観察される.これらは形状が特徴的で見分け易いが、 晶癖ダイヤグラムに明示されないため,形成・成長条 件などが整理されると有用であり今後の課題であろう.

本手法は、多量降雪時には結晶同士の重なりが生じ るため定量観測に課題があるが、ステレオ立体視が可 能であり、2cm 程度の視野により混在する結晶形の種 類や多寡を識別することが可能なため、他の事例につ いても降水系と降雪結晶の関係を調べる予定である.



図1 2018 年1月 22 日から 23 日にかけての降雪結晶観測時の (a) 気象庁全国合成レーダー画像, (b) 降雪結晶 画像から確認された結晶形の時系列.

# 新雪の比表面積の測定

\*山口悟(防災科研・雪氷),石坂雅昭(防災科研・客員),本吉弘岐(防災科研・雪氷), 中井専人(防災科研・雪氷),山下克也(防災科研・雪氷),橋本明弘(気象研),V. Vionnet (University of Saskatchewan),八久保晶弘(北見工大),青木輝夫(極地研)

#### 1. はじめに

降雪起源の雪崩発生の危険性は、降雪結晶の形状に 密接に関係すると言われている.従って降雪結晶起源 の弱層を積雪変質モデル内で表現するためには、降雪 結晶の形状に関する指標を新たに導入する必要がある.

比表面積(SSA)は、粉体などの多孔質物質の組織構成 を表す物理量の一つで、粒子のサイズだけではなく形 状も反映した物理量である。従って新雪の SSA は、降 雪結晶の形状に密接に関係すると考えられる。本発表 では、実際に降雪直後に測定した新雪の SSA の解析結 果について報告する。

#### 2. 測定方法

測定は、防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター (SIRC)で行った. 過去の新雪に関する SSA の研究事例 では、降雪から数時間から 1 日程度過ぎてから測定し たものを新雪のSSA としている. しかし新雪のSSA は、 圧密や焼結、昇華に伴う形状の変化により堆積後短時 間で急激に変化することが予想される. そこで本研究 では、それらの影響をできるだけ排除するために、 SIRC にある降雪粒子観測施設の天井の開く低温室 (-5°C)内に設置したテーブル上に自然降雪を堆積させ、 降雪後1-2時間程度でサンプリングを実施し、そのSSA の測定を行った. SSA の測定には、BET 理論を用いたメ タン吸着法を採用し、解析にあたっては、降雪種情報 や降雪粒子の顕微鏡写真、SIRC の露場の気象データや ドップラーレーダのデータを用いた.

#### 結果ならびに考察

2013/2014~2016/2017 冬季の 4 冬期に観測を実施し, 最終的に 102 事例の降雪サンプルの SSA の測定を行な った.4 冬期すべてで,測定された SSA の最大値と最小 値との比は2倍以上となった.これらの結果は,同じ降 雪でも条件によって SSA の値が大きく変化するという ことを表している.このことから SSA は降雪の特徴を 表すのに非常に良い指標となることが分かった. 総観場スケールが新雪の SSA の値にどのような影響 を与えるかを調べるために、「冬型で降ったタイプ (M-Type)」と「低気圧で降ったタイプ(C-type)」の二つ に分類し、解析を行なった.その結果、C-Type で降っ た新雪の SSA の値は、M-type で降った新雪の SSA に 比べると有意に小さい値を示すという結果が得られた (図 1).さらに M-type で降った新雪の SSA とドップラ ーレーダーから求めた降雪モードとの関係を解析した 結果、SSA の値は、降雪モードによっても変化すること がわかった.また気象データを用いた解析の結果、SSA と地上気象条件との間には相関があることもわかった.

これらの結果は、新雪の SSA という新しい指標を使 うことで、今まで記述できなかった降雪粒子が持つ履 歴情報を、積雪変質モデルに導入することかができる 可能性を示している.



# 積雪マイクロ CT データを用いた降雪粒子のモデル化と レーダー反射特性の計算

\*石元裕史, 足立アホロ(気象研究所), 安達 聖(防災科研)

#### 1. はじめに

雪片や霰・雹など降雪粒子のマイクロ波反射特性を 理論計算から推定することは、レーダー観測による物 理量推定や粒子タイプ判別の精度向上、衛星によるマ イクロ波観測でのアルゴリズム開発などに役立つと考 えられる。電磁波散乱特性の計算には、これら降雪粒子 の形状モデルが必要であり、これまで幾つかの形状と その散乱特性のモデルが提案されてきた。しかし大気 中にある現実粒子の3次元形状を正確に表現する困難 さのため、用いている形状モデルとその散乱特性の妥 当性については議論の余地がある。

#### 2. 粒子形状モデル

これまで衛星による積雪物理量推定の精度向上を目 的として、X線マイクロCTデータを使った積雪粒子の 形状モデル化と粒子散乱特性に関する研究を行ってき た[1]。そこではマイクロCTデータから得られる積雪 構造から互いに接触している個別の降雪粒子を分離す るアルゴリズムを用いている。この手法を利用し、比較 的新しい積雪のマイクロCTデータを用いることで大 気中の雪片形状やそのサイズ依存性をうまくモデル化 することができた。また新たに入手した霰のマイクロ CTデータを用いて、現実の霰を使った霰形状モデルを 作成した。

Snowflake model r<sub>eq</sub> = 0.86mm 0.67mm 0.56mm 0.47mm 0.33mm Graupel model

図1 マイクロ CT データから作成した雪片(上)と 霰(下)の3次元形状モデル.

#### 3. ぬれ雪の有効媒質近似

マイクロ波領域では氷と水で複素屈折率が大きく異 なるため、降雪粒子がぬれているかどうかでその散乱 特性が大きく変わる。ここでは融解による全体形状の 変化が小さい水成分が 30%以下の雪片を対象とし、扱いが簡単な Bruggeman 有効媒質近似(EMA)でマイクロ波散乱特性がどの程度再現できるかを調べた。粒子法

(MPS 法)を使った融解シミュレーションの結果[2-3] を用いて、2 成分計算と EMA による平均複素屈折率 1 成分での計算を Discrete Dipole Approximation (DDA)で 行い、散乱特性の結果を比較した。融解による水成分は 粒子全体を覆うように表面に分布するため、媒質全体 を平均化する EMA は粒子の吸収特性を過小評価する 傾向が強い。一方で後方散乱特性に限れば EMA は比較 的良い近似になっていることがわかった。この結果か ら、部分的に融解した降雪粒子のレーダー反射特性は EMA で精度よく計算できると予想される。



図1 水成分の体積比(横軸)に対するぬれ雪の消散 断面積(左)と後方散乱断面積(右)の計算結果

#### 4. レーダー反射特性の計算

マイクロ CT データから作成した雪片・霰形状モデル と Bruggeman EMA を使って、C バンド偏波レーダーに よるぬれ雪レーダー反射特性 (*Z<sub>h</sub>*, *Z<sub>dr</sub>*, *K<sub>dp</sub>*等)の計算を 開始した。理論計算から得られたレーダー反射強度と 粒子形状・姿勢に起因する偏波特性の分布を、気象研究 所が開発に取り組んでいる C バンドレーダー観測によ る粒子判別アルゴリズムの検証などに利用したいと考 えている。

#### 参考文献

- [1] Ishimoto H., et al., 2018, doi: 10.1016/j.jqsrt.2018.01.021
- [2] 石元 他, 気象学会 2018 春, C405
- [3] 石元 他, 気象学会 2018 秋, D154

## 富山における積雪深増加時の気象場・降水粒子特性に関する研究

\*更科 孟<sup>1</sup> 安永 数明<sup>2</sup> 濱田 篤<sup>2</sup> 1 富山大学大学院 理工学教育部 2 富山大学大学院 理工学研究部

#### 1. はじめに

近年、計算機技術の発展に伴い降雪の予報精度が 向上するとともに、観測技術の進歩によって詳細な 降雪状況の把握も可能になってきた。しかし、最終 的にどの程度積もるかという「積雪の変化」に関す る予測は依然として困難を抱えている。特に富山の ように冬季の気温の平年値が 0 ℃を超える地域で は雨まじりの雪となることが多く、降水量と積雪深 変化量との間の関係性は降水粒子が雪だけで構成さ れるような地域に比べて明瞭でない。以上の背景か ら、本研究では積雪深変化量の短期予測の精度の向 上を目的に、線形回帰モデルにおいて予測される積 雪深変化量に比べて、実際の積雪深増加量が大きか った場合(「積もった」場合)と、実際の積雪深増加 量が小さかった場合(「積もらなかった」場合)に分 け、偏波レーダーで観測されるパラメータの特徴の 違いについて調べる。

#### 2. 観測機器・使用データ

- ・偏波レーダーデータ:国土交通省 X バンド MP レー ダーネットワークの水橋局のデータを用いた。解 析にあたり、クレスマン内挿を用いて 150 m× 150 m×150 m の CAPPI データを作成した。
- ・積雪深変化量:富山地方気象台における積雪深デー タをもとに、ある時間とその1時間前の積雪深と の差分を「積雪深変化量」とした。
- ・降水量・気温:富山大学理学部屋上に設置した LPM (Laser Precipitation Monitor)が出力する降水 強度値、および複合気象計が出力する気温の値を それぞれ1時間平均し、「降水量」「気温」のデー タとした。

#### 3. 解析期間と領域・解析手法

解析期間は 2016 年~2018 年の冬季(12月,1月, 2月)である。このうち、気温が 0.5 ℃以下で降水 が観測された 577時間分を降雪期間として抽出した。 はじめに、1時間毎にデータを整理し、LPM の降水 量を説明変数、積雪深変化量を被説明変数として単 回帰分析を行い、降水量から予測される積雪深より 「積もった」場合と「積もらなかった」場合の 2つ に分けた。次に、577時間分のうち 60分間継続して 降水を観測し、かつ「積もった」場合と「積もらな かった」場合のそれぞれで顕著な 15事例を特定し、 その時間帯におけるレーダーパラメーターの CFAD を比較した。また、卓越風(西風)を考慮して、富 山大学や気象台から西に約 6.8 km 離れた地点を中 心とする半径 10 km の領域を解析領域とした。

#### 4. 解析結果·考察

である。

降水量に対して相対的に「積もった」場合は「積 もらなかった」場合と比べ、レーダー反射強度Z<sub>H</sub>の 中央値は小さく、より拡がった分布となっているこ とが分かった。また、レーダー反射因子差Z<sub>DR</sub>や偏波 間相関係数*p*<sub>HV</sub>も分布の拡がりが大きいことが確認 された。さらに、偏波間位相差変化率*K*<sub>DP</sub>には「積も った」場合において負の値をとることが多い様子が 見られた。これらは全て「積もった」場合において、 樹枝状結晶や偏平な雪片が相対的に多く存在してい ることを示唆していると考えられる。これは地上に おける LPM のデータの解析結果と矛盾がない (2018年度秋季大会 P426参照)が、降雪粒子を撮 影するなどの直接的な観測による詳細な検証が必要





- 右下:偏波間相関係数 $\rho_{HV}$

(謝辞)本研究で使用した XRAIN データデータセット は、文部科学省の委託事業により開発・運用されているデ ータ統合・解析システム DIAS の下で、国土交通省により 収集・提供されたものです。

# 混合確率分布の粒径・落下速度分布への適用 \*勝山祐太・稲津將(北大院理)

#### 1. はじめに

降水粒子の粒径・落下速度観測からは基本的な微 物理パラメータを得ることができ、近年は自動観測 により大量のデータが蓄積されつつある.これらデ ータを解析する際には、べき乗則 V=aD<sup>b</sup> (VとDは それぞれ落下速度と粒径)にフィッティングする方 法が一般的である[1].しかし、粒径・落下速度の観 測には大きな測定誤差が含まれることがあるほか、 複数種類の降水粒子が同時に観測されることが多い ため、単純にフィッティングできないことが多い ため、単純にフィッティングできないことが多い. 本研究では、粒径・落下速度分布を二変数の混合確 率分布として扱うことで汎用的に粒径・落下速度デ ータにフィッティングする方法を提案する.

#### 2. 方法

粒径・落下速度分布を確率分布として表現するに あたり、粒径と落下速度をそれぞれ指数分布と正規 分布に従うとし、まず同時確率分布を決める.そし て、その同時確率分布を複数混合させることで、混 合確率分布

 $P(D,V) = \sum_{k} \pi_{k} N(V|\mu = a_{k} D^{b_{k}}, \sigma_{k}^{2}) F(D|\lambda_{k})$ を設定した. ここで, N は正規分布を, F は指数分

布を, πは混合係数をそれぞれ表す. 混合分布のパ ラメータ推定には期待値最大化法(EM 法)を利用 し, 粒径・落下速度データに分布をフィッティング した.

#### 3. 結果とまとめ

あられ[1]と濃密雲粒付き雪片[2]にそれぞれ対応 する同時確率分布を 2:3 の比率で混合させた混合分 布を母集団分布として,ここからランダムにサンプ ルした 1000 個のデータから混合分布を推定した結 果を図1に示す. 粒径・落下速度データに二種類の 降水粒子のものが混ざると,単純にべき乗則にフィ ッティングすることは従来できなかったが,本研究 の方法はそれらを区別してフィッティングできた.

このフィッティング方法は、複数種の降水粒子デ ータだけでなく、観測データにある異常値の検出に もそのまま応用可能と考えられる.図1の場合以外 の様々な降水粒子が混合した場合についても同様に フィッティング可能かどうかについても議論した.

#### 参考文献

 Locatelli, J. D., and P. V. Hobbs (1974) J. Geophys. Res., 79, 2185-2197.

[2] 石坂雅昭(1995), 雪氷, 57(3), 229-238.



図1 (a) あられ[1]と濃密雲粒付き雪片[2]の最適曲線に従う同時確率分布を2:3の比率で混合させた母集団分布 と(b) その母集団分布からランダムに 1000 個のデータをサンプルし,それらから推定された混合分布.等値線 は確率密度0.1,0.01,0.001を,(b)のドットは母集団分布からサンプルされたデータをそれぞれ表す.

# 2018 年 8 月 13 日に名古屋大学の X バンド偏波レーダーで 観測された東海地方の雷雲

\*纐纈丈晴, 高橋暢宏 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

#### 1. はじめに

日本では毎年夏季を中心に雷雲が発生し、局地的に 落雷・短時間強雨・突風・降雹等の被害をもたらす. 雷雲内部の構造を知ることはこれらの現象の理解のた めに重要であり、著者はXバンド偏波レーダー用の降 水粒子判別法を開発し、雷雲内部の降水粒子分布を調 べてきた[1].これまでは個々の雷雲について、対地放 電についての解析を行ってきたが、今回は複数の雷雲 が発生した事例(2018年8月13日)について、対地放 電と雲放電についての解析結果を報告する.

#### 2. 解析方法

名古屋大学宇宙地球環境研究所屋上に設置された X バンド偏波レーダーの観測で得られたレーダー反射強 度 Z<sub>h</sub>,レーダー反射因子差 Z<sub>d</sub>,偏波間位相差変化率 K<sub>dp</sub>,偏波間相関係数 ρ<sub>h</sub>,および、最寄りの高層気象 観測地点(今回は潮岬,館野)の気温の鉛直分布を使 用し,降水粒子判別法[2]を用いて雷雲内部の降水粒子

(霧雨・雨・湿雪・乾雪・氷晶・乾霰・湿霰・雹)の 分布を調べた. 粒子分布と雷活動の位置関係を調べる ため、気象庁の雷監視システム(LIDEN)のデータを 使用し,対地放電と雲放電の位置を調べた。また,補 助的な情報として,レーダーサイトに設置された2台 のタイムラップスカメラ(北方向と東方向を撮影)の 映像も使用した。

#### 3. 解析結果

今回解析対象としている 2018 年 8 月 13 日は九州か ら関東にかけて多くの雷雲が発生する状況であった. 東海地方では岐阜県から南下してきた雷雲に加え,愛 知県内の豊田市付近や名古屋市付近でも新たな雷雲が 発生し,雲放電に加え対地放電をもたらした.特に, 豊田市付近で発生した雷雲(図1)は急速に発達して 30dBZ のエコー頂が 15km を超え,多くの対地放電を もたらした.今回解析した事例においては,霰が判別 された高度がおおむね 10km を超えた雷雲では対地放 電が見られた(図2)。

#### 謝辞

本研究には気象庁の雷監視システム(LIDEN)のデ ータを使用しました。



図1 2019年8月13日17:26の東方向のタイムラップスカメラの画像.



図2 2018 年 8 月 13 日 17:18 の高度 10km における 降水粒子判別の結果と,LLS で 17:18~17:23 に標定さ れた雲放電(×)と対地放電(■)の位置.

#### 参考文献

- [1] 纐纈ほか, 2015, 日本気象学会講演予稿集, 108, 208p.
- [2] Kouketsu, T., et al., 2015, J. Atmos. Oceanic Technol., 32, 2052-2074.

# 研究船「みらい」で観測された海洋上の雨滴粒径分布の モデル化の試みと、その降雨特性による差異

\*勝俣昌己・耿驃・森修一(海洋研究開発機構)、V. N. Bringi(米コロラド州立大)

#### [はじめに]

雨滴の粒径分布(DSD)は、降水雲の特性・発達段階・ メカニズム等に関連すると考えられる。また、地表面や海 面へのインパクトや、リモートセンシングによる降水測定 精度にも影響する。このため、過去数十年に亘り、DSD の観測が世界各地で実施されてきた。同時に、リモートセ ンシングからの雨量算出や数値気象モデルでの取り込み を目指したDSDモデルの精緻化研究も、長年進んでいる。

これらの研究からは、大陸性と海洋性の降水雲では DSD 特性が異なる可能性が指摘されている。しかしその うち「海洋性」DSD の現場観測データの多くは海岸や島 嶼での観測データであり、外洋での観測データをも用いた 検討が必要である。

このため我々は2013年度から研究船「みらい」に雨 滴粒径分布計(ディスドロメータ)を設置し、観測データ の取得を続けている。これまでは、スマトラ沿岸域 (Pre-YMC集中観測時)でのR(降雨強度)とDm(質量重 み付き平均粒径)との関係の海陸差(沿岸洋上船舶上と陸 上の差)に注目してきた(2017年秋季大会ほか)。

本発表では、現在までに得られている観測データについ て、雨滴粒径分布モデルであるガンマ分布との整合性を意 識した解析結果を報告する。

#### [観測とデータ処理]

光学式ディスドロメータ(LPM、Thies Clima 社製) を研究船「みらい」上部(減揺装置上)に設置して観測し たデータを用いた。観測は 2013 年度以降の「みらい」 航海(熱帯・中緯度・高緯度をそれぞれ含む)で実施され、 本年度も継続中である。このうち、本研究では熱帯域 (20N~20Sと定義)の観測データを用いた。また、比 較対象として、スマトラ沿岸陸上サイト(Bengkulu)や ラオス(Phonhong)に設置した同型機器での観測デー タも用いた。

LPM の観測データは、1分毎に、粒径毎の雨滴個数として得られる。これを、Atlas et al. (1973)の近似式を用いて粒径毎の落下速度を仮定し、定体積空間内の雨滴粒 径分布に変換した。また、このデータを用いて、Dm、Nw 等の各種 DSD パラメータの算出を行った。

これらのデータに加え、「みらい」Cバンド偏波レーダ ー(以後「みらい」レーダー)で取得されたデータの鉛直 分布を用いて、「みらい」直上近傍の降水雲について融解 層の有無を同定し、層状性と非層状性の降水を分離した。

#### [ 結果 ]

観測された雨滴粒径分布について、雨滴粒径及び雨滴 数を、Thurai and Bringi (2018)で示された <sup>"</sup>Generalized Gamma(GG)<sup>"</sup>分布で得られるパラメータ (Dm' 及び NO') にてそれぞれ正規化した頻度分布を図 1 に示す。スマトラ沿岸(左上図)と外洋(右上図)のどちら においても、高頻度の部分は、(D/Dm') < 0.7 の範囲で 頻度分布が左上あがりに、(D/Dm') > 1 の範囲で右下下が りの曲線状になっている。この形状は、全分布域で下向き 上向きに凸の形状となる旧来のガンマ分布("Standard Gamma(SG)"よりも、GG 分布により近いと考えられる。 図中に示した曲線は、GG において、μ-=0.5、c=3 と仮 定した場合の分布曲線であり、今回観測された分布は、こ れらに近いμやc でよりよく表現されると考えられる。ま た、雨滴粒径分布を、上空のレーダーエコーで層状性と非 層状性に分類した場合(左下図及び右下図)の両者におい ても、GG による近似に近い頻度分布が得られている。

当日発表においては、GG及びSGにおける近似パラメ ータ(μ、c)の変動や頻度分布、それらの降水特性(レーダ ーエコー等)による違いについて示す。

#### [謝辞]

「みらい」船上観測及び YMC 集中観測にご参加・ご支援 いただいた皆様に感謝します。本研究の一部は、JAXA 降水観測ミッション(PMM)として実施しました。



図1:観測で得られた雨滴粒径分布(縦軸:粒子数、横軸:粒径) を、Generalized Gamma 分布のパラメータ(NO'及び Dm') で正規化した頻度分布。

(左上)MR15-04[スマトラ沿岸](全て)。

- (右上)外洋での観測データ(全て)。
- (左下)外洋での観測データ(非層状性エコー下)。

(右下)外洋での観測データ(層状性エコー下)。

縦軸は粒径別雨滴数を NO'で正規化し、横軸は粒径を Dm'で正 規化している。赤線は両図で共通で、Generalizd Gamma 分布 曲線において  $\mu$  == 0.5、 c= 3 と仮定した場合を示している

# GPM-DPR を用いた雹のレーダー散乱特性の抽出

\*清木達也 (海洋研究開発機構)

#### 1. はじめに

凍結高度近傍では液滴と氷粒子が混在し、これらが 衝突・成長をすることで様々な粒子密度を持つ rimed ice particles が多数形成される。既存の数値予報モデル の間では、どのくらい多くの粒子種を予報すべきか、 という問題に対して明確な合意が得られていない。し かしながら、取り扱う rimed ice particles の種類・数によ って数値計算でえられる暴風雨の強さに差が生じるこ とが知られている(Lang et al., 2014 等)。そこで本研究で は、これら rimed ice particles の分布を衛星観測から求め、 特に最終生成物である雹の分布を描画する事を試みた。

#### 2. 観測データ

本研究では TRMM の後継機である全球降水観測計 画二周波降水レーダ「GPM-DPR」を用いて雹の三次元 分布を描画する。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]および地表面降 水量 P [mm hr<sup>1</sup>]である。また、JRA55 再解析データも 併せて解析に利用した。

#### 3. 解析手法

Liao and Meneghini (2011)は Mie 理論に基づいた ZKu と ZKa の散乱特性の違いを利用し、Zku とレーダーエ コー強度差 DFR(= ZKu - ZKa)の関係性(Zku-DFR 関係 式)から降雪粒子の密度を推定するアルゴリズムを開発 した。この手法を踏襲し、本研究ではレーダーエコー 強度に急激な変化が現れる融解層近傍を 10K の気温区 間で分割して卓越する粒子の成長モードを抽出した。

雹は対流雲に多く見られることから、Pが 30mm/hr
 以上、 50mm/hr 以上のサンプルを抽出し、2 つのデー
 タベース(それぞれ DB30, DB50)を作成した。

#### 4. 結果

ZKuとDFRのJoint PDF(JPDF)を作成したところ、現れるモードの形に海陸、緯度の差はない事が分かった。

JPDF の形は主に気温に大きく依存し、-10<sup>°</sup>C以下では粒 子 密 度 の 小 さ い 雲 氷 ~ 雪 の 衝 突 併 合 モ ー ド ( $\rho_{ice}$ <0.4gcm<sup>3</sup>)が卓越し、-20<sup>°</sup>Cより暖かいところでは粒 子密度の高い霰や雹といった凍結・riming モードが卓 越した( $\rho_{ice}$ >0.8gcm<sup>-3</sup>) (図 1 上)。DB30 と DB50 で JPDF の差を取ったところ、霰・雹モードはさらに 2 つに分 離出来、より高密度側が雹のモードと推定される (図 1 下)。Iguchi et al. (2018)の地上観測データを利用し、 本手法で検出した雹モードの妥当性を検証した。



図1. (上) Zku と DFR の JPDF と(下) DB30P と DB50P で作成した JPDF の差分。様々な粒子密度[g cm<sup>3</sup>] を仮定して Mie 理論から計算した散乱強度を背景に描 画。ここでは-20℃~-10℃のデータを描画。

#### 参考文献

- [1] Iguchi et al., 2018, J. Atmos. Ocean Tech., 35, 491-502.
- [2] Liao and Meneghini, 2011, J. Appl. Meteor. Climatol., 50, 449-456.
- [3] Lang et al., 2014, J. Atmos. Sci., 71, 3583-3612.

# UAE 上空におけるエアロゾル・雲の直接観測(その1)

\*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、UAE アルアイン国際空港を拠点に2017年9月、航空機観測を 実施し、雲へのシーディング実験結果については報告した

(折笠ほか、2018 春季大会)。UAE 北東部の山岳域に主 に発生する日周対流雲は夏季に多く出現し、自然の雲・エ アロゾルにおける微物理構造を航空機による直接観測デ ータから解析した。今回は、主にエアロゾルの鉛直分布、 雲底高度周辺の代表的な特徴を報告する。

#### 2. 観測データ

観測用航空機は日本から輸送した B200T 機(ダイヤモンドエアサービス㈱所有)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(FSSP(SPP100)、PCASP(SPP200)、CAPS、PIP、OPC、SMPS、CCN200(雲核計)、CFDC 氷晶核計、King 式雲水量計、

Nevzorov 式氷水量計など)を搭載した.対流雲は数事例 観測したが、そのうち比較的発達したと思われる、2017 年9月16日と20日の事例を比較して示す。図1は、現業 レーダ合成図と航空機航跡図の重ね合わせを示す。2事例 の雲底高度(温度)はそれぞれ、~4.0km(+6.1C)と ~4.6km(-1.7C)、雲頂高度(温度)は~6.5km(-9.4C)と ~6.1km(-9.4C)であった。



図1 現業レーダ合成図と雲内での航跡図 (a)2017 年9月16日と(b)2017年9月20日の事例. 但し航跡 図の線は高度毎に色分け.



#### 3. 結果

対流混合層と自由対流高度を識別するため、仮温度や雲 粒等の鉛直分布をプロットした。 図2は、 雲外と判別した データ区間のうちで、観測されたエアロゾルの粒径分布を 示す。対流混合層内は地表付近を除き、比較的ほぼ一様な 数濃度分布を示したが、それより上部では顕著に減少する 特徴が見られた。ここに示した事例以外でも同様であった。 図3は雲底高度周辺での各要素の頻度分布を表す。上昇速 度は平均的にはやや下降流に最頻値や平均値は偏ってい るが、プラスの値は9月16日事例のほうで時々大きくな った。それを反映して、雲粒数濃度や体積中央直径でも9 月16日事例の方で平均値や分布として大きい値がより多 く出現していた。雲粒数濃度として最大~700 個/cc があっ たが、体積中央直径は10µm以下と小さい値が多かった。 比較的汚染された大気質といえるが、CCN 数濃度の特徴 と併せ、他には氷粒子の鉛直分布と総合して解析を進める 予定である。



図2 雲外と判別したデータ区間でのエアロゾルの鉛直分布. SPP200(PCASP), OPC, SMPS による.

# ダブルモーメント雲微物理パラメタリゼーションにおける CCN 活性化スキーム

\*村上正隆(名古屋大学・気象研究所), 辻野智紀(国立台湾大学)、吉住蓉子(名古屋大学)、橋本明弘(気象研究所)、 加藤雅也(名古屋大学)

#### 1. はじめに

雲核として働くエアロゾル粒子の雲生成・降水発達に 及ぼす影響を調べるため、非静力学雲解像モデルに組み 込まれているバルク法雲微物理パラメタリゼーションで は雲水・雨水をダブルモーメントにするとともに、Twomey

(1959) タイプのCCN活性化スペクトル;

 $Nccn = C * SSw^k$ 

または、Cohard et al. (1998)タイプの活性化スペクト ル;

Nccn = C' \* SSw  $\hat{k}$ '

\* F(μ, k' /2, k' /2 + 1; -β \* SSw<sup>2</sup>) を用いて雲粒数濃度 Nc が与えられている。

もっとも簡単な方法(方法A)は、各格子点上で既存の 雲粒子は存在しないと仮定して、上昇流と CCN スペクト ルから推定される最大過飽和度 SSw を上式(1)または(2) に代入して求まる Ncen を用いて、

 $\Delta Nc = max(Nccn-Nc(t), 0, 0)$ 

 $Nc(t+1) = Nc(t) + \Delta Nc$ 

から、Nc(t+1)を求める方法である。

既存の雲・降水粒子の凝結・昇華凝結成長を考慮し、 上昇流により生成される余剰水蒸気の一部が消費される ことによる最大過飽和度が減少する効果を加味した、よ り現実的な方法(方法 B)が採用されている場合もある。

方法AとBの主な相違点は、最大過飽和度を診断する際に雲・降水粒子の凝結・昇華凝結成長による水蒸気減少を考慮するか否かである。通常は総表面積の大きな雲粒あるいは雲粒+氷晶を考慮している。

#### 2. 方法AおよびBの問題点

方法Aでは、最大過飽和度は上昇流のみの関数で、対流 雲(例えば積雲)の中では中層で上昇流が最大となること が多いので、雲粒数濃度も中層で最大となる(図1上)。 実際の積雲の中では、雲底付近で雲粒数濃度(#/cm-3)は 最大となり、上方に運ばれるにつれて空気密度の減少と雲 粒間の衝突併合等により数濃度が減少する。このように、 方法 A では雲粒数濃度の変化を適切に再現することがで きず、換言すると CCN として働くエアロゾルの雲・降水影 響も不正確なものとなっている。

方法Bでは、雲底高度に対応した格子点で一旦、上昇流 から診断される最大過飽和度で活性化する数濃度の雲粒 が生成すると、その後しばらくは新たな雲粒生成(CCNの 活性化)は起こらない。着目している格子点ボックス内の 雲粒数濃度が鉛直上方への移流により徐々に減少し、十分 低濃度となると、上昇流・雲粒の総表面積・CCNの過飽和 度スペクトルで決まる活性化する CCN 数濃度が既存の雲 粒数濃度を超えて、その数濃度の差の分だけ新たに雲粒が 生成される。このように、若干振動しながら、かなり低め の雲粒数濃度に落ち着くことになる(図1中)。従って、 雲の一生を通して見ると、方法BもCCNとして働くエアロ ゾルの雲・降水影響を適切に表現することができない。 また、人工降雨研究への応用という観点からは、雲底下 からの吸湿性粒子シーディング(雲底直下の CCN スペクト ルの変更)により雲内の雲粒数濃度を増加あるいは減少さ せようとしても、雲底の格子点(雲の最下層)内の雲粒数 濃度が上方への鉛直移流により極端に低濃度になるまで シーディングエアロゾルの影響で小粒径・高濃度(あるい は大粒径・低濃度)の雲粒に置き換わらないため、吸湿性 シーディングの効果を適切に表現することが難しい。

#### 3. 改良型 CCN 活性化法

着目している格子点ボックス内の既存の雲粒の鉛直移 流に加えて、下方から着目している格子点ボックス内に流 入(移流)してくる、あるいは着目している格子点ボック ス内から上方へ流出(移流)していく、CCN活性化により 生成中の雲粒数濃度を考慮した方法(方法C)を採用する ことにより、方法Aと方法Bの問題点を克服することがで きる(図1下)。凝結・昇華凝結成長による余剰水蒸気の消 費には雲水・雲氷・雪・霰・雹を考慮した。

講演では、3つのCCNスキームの違いによる降水過程に 対する影響も議論する。



図1 CCN 活性化スキームとして、方法A(上段)、B(中段)、およびC(下段)を用いた積乱雲の理想化実験から得られた雲粒数濃度の鉛直断面図(計算開始から23分後)。

# 簡易型吸湿性シーディングスキームを導入した雲解像モデル CReSS によるシーディング実験

\*吉住蓉子<sup>1</sup>,村上正隆<sup>1,2</sup>,長谷川晃一<sup>3</sup>,榊原篤志<sup>3</sup>,橋本明弘<sup>2</sup>,篠田太郎<sup>1</sup>,加藤雅也<sup>1</sup> (<sup>1</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所,<sup>2</sup>気象研究所,<sup>3</sup>中電シーティーアイ)

#### <u>1. はじめに</u>

人工降雨を効率的に行うため、雲解像モデルを用いて ターゲットとなる雲の発達過程や微物理構造を解析し、 最適なシーディングのタイミングを調査することが必 要である. 雲解像モデル CReSS (Tsuboki and Sakakibara, 2007)をはじめとする雲水・雨水を1モーメント変数で 表現する数値モデルでは、雲粒数濃度を変更することに より雲凝結核 (CCN)の増減に関する感度実験が行われ てきた.しかし、この手法では実際のシーディング効果 を正確に表現できていない.そこで、本研究では CReSS に、雲水・雨水も2モーメント変数で表現する雲微物理 スキーム (Farley スキームに基づく MRI-NHM4ICE ス キームの改訂版)を導入するとともに、簡易型吸湿性シ ーディングスキームを新たに導入し、動作確認を行った.

#### 2. 簡易型吸湿性シーディングスキームの概要

この節では CReSS に新たに導入された簡易型吸湿性 シーディングスキームの概要を示す.このスキームは CReSS に新たに導入された CCN 活性化スキーム (村上 他, 2019)の上に構築されたもので、以下に示す Twomey (1959)が提唱した CCN 活性化スペクトルの係数 *C*, *k* を任意の大気条件下で変更し、吸湿性シーディングを模 擬するスキームである.

 $N_{CCN} = CS^k$ 

ここで, N<sub>CCN</sub>は CCN の数濃度, S は水過飽和度を示す.

任意の環境条件を満たす格子点において Cseeding, kseeding に変更させることで、より現実的な(最適な)シ ーディングの表現が可能となる.

また、バックグラウンド CCN に関しては、*C<sub>initial</sub>、k<sub>initial</sub>*を z の関数で表し、サウンディングプロファイルとする ことで、総観規模擾乱でよく見られる多層雲に対するエ アロゾルの効果も考慮することができる.

#### <u>3. 実験設定</u>

理想大気を模した計算領域下層中央に+3 K の温位偏 差を与えて発生させた孤立積乱雲に対して, CCN 活性 化スペクトルの係数 C の地上降水量に与える影響を調 査した.水平解像度は1000 m, 鉛直解像度は500 m で ある.水平格子数は160 格子,鉛直総数は30 層である.

暫定的に,ある格子点の雲水混合比が1.0×10<sup>-10</sup>kg/kg 未満,上昇流速度が0.3 m/s以上,かつ直上の格子点の 雲水混合比が  $1.0 \times 10^{-10}$  kg/kg 以上となること(上昇流 を伴う雲底直下の格子)をシーディングの条件とした. また,  $k_{initial}$ ,  $k_{seeding}$  はともに 0.63 で固定し,表 1 で示 す *C*の値を用いて感度実験(CNTL, LCCN, HCCN) およびシーディング実験(CNTL, LSSED, HSEED)を 行った.

#### <u>4. 結果</u>

各感度実験における積算地上降水量を図 1 に示す. HCCN は CNTL よりも積算地上降水量が 200 mm 程度 減少した.一方で, HSEED では地上降水量は CNTL よ り 13 mm 程度減少した.また, LSEED では積算降水量 が 4 mm 程度増加した.

今後は最適なシーディング条件を検討し、講演では, アラブ首長国連邦 (UAE) の日周対流雲群に対するシー ディング実験の結果を報告する予定である.

謝辞本研究はUAE降水強化科学研究プログラムの一環であり、 UAE大統領府および連邦気象局の助成を受けたものです。

表 1. 感度実験で用いられる CCN 活性化スペクトルの係数 C. C の初期値を C<sub>initial</sub>, シーディングで与えられる C を C<sub>seeding</sub>とする.

実験名	$C_{initial}$	$C_{seeding}$
CNTL	300 cm <sup>-3</sup>	-
LCCN	30 cm <sup>-3</sup>	-
HCCN	3000 cm <sup>-3</sup>	-
LSEED	300 cm <sup>-3</sup>	30 cm <sup>-3</sup>
HSEED	300 cm <sup>-3</sup>	3000 cm <sup>-3</sup>



図 1. 各感度実験における積算地上降水量. 黒線は CNTL,赤の破線は HCCN,青の破線は LCCN,赤 の実線は HSEED,青の実線は LSEED を示す.

#### 降水予報型 MIROC におけるエアロゾル・雲・降水相互作用プロセスの誤差補償の緩和

#### \*道端拓朗(九大応力研)・鈴木健太郎(東大大気海洋研)・竹村俊彦(九大応力研)

#### 1. はじめに

気候モデルが雲・降水プロセスに抱える共通バイ アスの一つに、現実よりも早い雲水から雨水への成 長がある(Suzuki et al., 2015).これは、雲水か ら降水への変換時間スケールを雲水量と雲粒数濃度 によって特徴づける autoconversion スキームを変 更することで軽減でき、衛星観測から得られる降水 プロセスの特徴を再現することが可能である一方、 このバイアスを軽減すると、エアロゾル・雲相互作 用に過大な負の有効放射強制力をもたらす.このこ とは、モデル内で表現される降水の素過程と、それ がもたらす気候影響の大きさに誤差補償が存在する ことを意味する(Jing et al., 2019).

本研究では、気候モデル MIROC-SPRINTARS に 降水を予報変数として適用した精緻な降水スキーム と、従来の診断型の降水スキームとを系統的に比較 し、気候モデルの共通バイアスであるエアロゾル・ 雲・降水相互作用プロセスに抱える誤差補償がどの ように変化するかについて定量的に評価を行う.

#### 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 MIROC-SPRINTARS を用いた. AMIP タイプの大 気モデル設定で, 解像度は T85L40(約1.4°格子) で実施した.

本モデルの標準設定では降水は診断的に取り扱わ れ、時間ステップごとに降水として全て地表に落下 する.一方、降水を予報するスキームでは、微物理 過程にサブタイムステップを設け、降水の落下過程 も陽に解くことで、時間ステップにまたがり降水の メモリを引き継ぐ.降雨・降雪の質量および数濃度 を陽に予報する2momentスキームで、降水粒子の 放射効果も陽に計算する(Michibata et al., 2019a).

降水プロセスは衛星観測シミュレータ COSP (Swales et al., 2018)を用いて評価し, モデルと 観測で整合的な比較であるよう条件を統一した水雲 の解析ツール (Michibata et al., 2019b)を用いて 比較を行った.

#### 3. 解析結果

図は、A-Train衛星観測データおよびMIROCモデ ルによる降水診断型・予報型から得られた Contoured Frequency by Optical Depth Diagram (CFODD)である.この図は、雲頂からの 光学的深さ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<sup>-1</sup>)の形でプロ ットした図で、雲水が降水に変換される時間スケー ルの早さを議論する際に有効な手法である(Suzuki et al., 2015). MIROC 診断型によるシミュレーションでは, 衛星観測よりも降水への成長が早いバイ アスが見られる一方で, MIROC 予報型によるシミュレーションでは雲水から降水への成長を観測と整 合的に再現していることがわかる. また, CloudSat レーダー反射率を元に非降水性, ドリズル, 降水性 と分類した地理分布についても, 予報型スキームで 顕著な改善が見られた.

さらに、MIROC を用いて産業革命以前から現在 にかけてのエアロゾル・放射相互作用およびエアロ ゾル・雲相互作用による有効放射強制力(ERFari+aci) を見積もった.診断型スキームでは、-1.49 ± 0.27 W m<sup>-2</sup>であったのに対し、予報型スキームでは、 -0.91 ± 0.28 W m<sup>-2</sup>と、IPCC 第5次評価報告書に よる見積り(-0.90 W m<sup>-2</sup>)に近い値が得られた.こ のことは、予報型降水スキームは衛星観測による降 水プロセスの拘束条件を満足するだけでなく、20 世 紀の気温変化を説明するためのエネルギー収支の要 請もより整合的に満足し、誤差補償を打ち消す方向 に機能していることを意味する.

このメカニズムとして、エアロゾルに依存しない accretion により降水を生成するプロセスが強まる ことで ERFari+aci の緩和に寄与する、と考えられて きたが (Gettelman et al., 2015), これに加え雲 氷や降雪による固体降水過程ともリンクしているこ とが明らかになった.講演では、それらの素過程と ERFari+aci の規模との関係性および物理メカニズム について議論する.



図: CloudSat および MODIS 衛星観測(左), MIROC 診 断型(中), MIROC 予報型(右)により得られた Contoured Frequency by Optical Depth Diagram (CFODD). 雲頂 の雲粒有効粒径が12~18 µm のサンプルで解析. 点線の -15 dBZe および 0 dBZe はそれぞれ非降水とドリズルの 境界, ドリズルと降水の境界の目安となる.

#### References

Gettelman et al. (2015), J. Climate, 28, 1288-1307

- Jing et al. (2019), J. Climate, 32, 4409-4430
- Michibata et al. (2019a), J. Adv. Model. Earth Syst., 11, 839-860, doi: 10.1029/2018MS001596
- Michibata et al. (2019b), *Geosci. Model Dev. Discuss.*, in review, https://doi.org/10.5194/gmd-2019-104
- Suzuki et al. (2015), J. Atmos. Sci., 72, 3996-4014
- Swales et al. (2018), Geosci. Model Dev., 11, 77-81

# 土壌から大気へのメタンの発生メカニズム <sub>大伏和之</sub>(千葉大学園芸学研究科)

#### 1. はじめに

温室効果ガスの1つ,メタンは酸素のない嫌気的環 境で微生物によって生成されるが,地球全体では湿地 や水田,家畜からの発生割合が高く(図1),また地球 温暖化によって加速化している永久凍土の融解や,熱 帯や高緯度地域に広がり大量の炭素を泥炭として蓄積 している自然湿地の開発も大きな問題となっている. 一分子当たりの温暖化係数は二酸化炭素の34倍(100 年スケール, IPCC 2013)あり、食料生産にも密接に 関わっている.

#### 2. メタン生成と大気への放出メカニズム

メタンは嫌気的な環境(水田や湿地・底質や反芻動 物のルーメン胃など)に生育するメタン生成古細菌に よって有機物分解の最終産物として作り出される.メ タン生成の主な基質は, 酢酸などの有機酸または二酸 化炭素+水素の2通りで、水田土壌では酢酸の脱メチ ル反応が先行し、次いで二酸化炭素の水素による還元 反応が重要となる.特に稲ワラなど新鮮な有機物が多 量に施用されると、メタン放出量が増大する.メタン 生成は水田や底質では酸素や硝酸・硫酸・鉄・マンガ ンイオンの還元が終わった時期や部位で起こるため, 硫酸イオンの多く含まれる海洋や汽水底質では硫酸還 元菌の利用できないメチルアミン、硫化ジメチルなど がメタン生成に利用される.またメタン生成は硫酸還 元と競合関係にあることが水田土壌で見出されている. 一方,水素利用メタン生成古細菌は水素生成酢酸生成 菌と協同体を形成し両者で水素を授受している. また ルーメン胃では酢酸やプロピレン酸は胃壁から吸収さ れるため、メタン生成には水素+二酸化炭素やギ酸が 利用される.

環境中にはメタンを酸化する微生物もいて,大気中 メタンや土壌・堆積物中で生成されたメタンを吸収利 用している.水田土壌中ではメタン生成古細菌によっ て生成されたメタンの 1/3 から 9 割以上がメタン酸化 菌によって消費されている.生成され酸化されなかっ たメタンは水稲体を経由して大気へ放出されるが,残 りは水稲の根圏や水稲体内でメタン酸化されている. また水田や湿地、マングローブなどに生育する湿性植 物でも同様な現象が起こっている[1]. メタン酸化菌はメタンを唯一の炭素源およびエネル ギー源とする好気的グラム陰性細菌群と,嫌気的なメ タン酸化古細菌がいる.

水田からのメタン放出を削減するためには,水田の 表面水を一時的に排除(中干し)してメタン生成を抑 制しメタン酸化を促進したり,新鮮な稲わらの代わり に堆肥を施用してメタン生成の基質を減少させたり, 含鉄資材を投入して土壌を強還元状態にしない,など の方策が提案され普及しつつある[2].

畑や森林土壌中にもメタン酸化細菌がいるが、畑で は肥料として施用されたアンモニア態窒素がメタン酸 化菌の活動を阻害している.森林土壌中のメタン酸化 菌も大気汚染による窒素降下物の増加で活動が抑制さ れている可能性がある.自然湿地では土壌の深層で生 成されたメタンが土壌表層で酸化され、大気への放出 量が少ないが、開発などによって急激に地下水位が下 がると酸化されないメタンが大量に大気へ放出される. 永久凍土が融解している層位でもメタン酸化が起こっ ている[3].



図1 メタンの発生源.

参考文献

- [1] Arai, H., et al., 2016, Soil Sci. Plant Nutr., 62, 150-163.
- [2] Oo, A.Z., 2017, Agriculture, Ecosystems and Environment, 252: 148-158
- [3] Nagano, H., et al., 2018, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **64**, 793-801.

## 南北両極域における大気中メタン濃度とその同位体比の変動

<sup>\*\*</sup>森本真司<sup>1</sup>、藤田遼<sup>2</sup>、梅澤拓<sup>3</sup>、後藤大輔<sup>4</sup>、青木周司<sup>1</sup> (<sup>1</sup>東北大・院理、<sup>2</sup>Imperial College of London、<sup>3</sup>環境研、<sup>4</sup>極地研)

#### 1. はじめに

大気中のメタン(CH<sub>4</sub>)は重要な温室効果気 体の一つとしてその動態が注目されてきた。し かし、CH4の生成過程が有機物の嫌気性分解や、 化石燃料採掘、森林・泥炭火災など多岐にわた ること、そして大気中の CH4 濃度観測のみから は CH4 放出源毎の寄与を分離できないことか ら、CH<sub>4</sub>濃度変動の原因はまだ十分に理解され ていない。CH4を構成する炭素・水素の安定同 位体比(δ<sup>13</sup>C、δD)は、それぞれの放出・吸収 源毎に特徴的な値を示すことが知られている。 そのため、大気中の  $CH_4$  濃度と $\delta^{13}C$ 、 $\delta D$  の同 時高精度観測によって CH4 放出源の変動に関 する情報が得られる他、提案されている種々な CH4 放出源の変動シナリオの検証にも有効で ある。今回は国立極地研究所と東北大学が長期 間維持している、南北両極域での CH4 濃度とそ の同位体比の観測結果を報告する。

#### 2. 観測

南極・昭和基地(南緯 69 度、東経 39.5 度) と北極・ニーオルスン基地(北緯 79 度、東経 13 度)において、それぞれ 1987 年、1991 年 に系統的な CH4 濃度観測を開始し(1988 年か らは昭和基地で現地連続観測を実施)、現在ま で継続している。また両基地で採取された大気 試料を用いて、1996 年から CH4の $\delta^{13}$ Cを、2007 年から $\delta$ D の観測を継続実施している。CH4 濃 度の観測・分析には FID 付きガスクロマトグラ フ(島津 GC-8A)を、CH4 同位体比の分析に は独自の改造を加えたガスクロマトグラフ・燃 焼/熱分解・質量分析計(Thermo Fischer MAT-252, MAT-253, delta Plus XP)を使用し た。CH4 濃度、 $\delta^{13}$ C、 $\delta$ D の分析精度はそれぞ れ 1ppb、0.07‰、2.0‰と見積もられている。

#### 3. 結果

観測結果の一例として、図1に昭和基地とニ ーオルスンで観測された(a)CH<sub>4</sub> 濃度と(b) δ<sup>13</sup>C、 及びデジタルフィルタを用いて求めたベスト フィットカーブと長期変動成分を示す。これま で既に報告されているとおり、両極域において も大気中の CH4 濃度は複雑な変動を示してお り、2000 年までの濃度増加、2000-2006 年の 増加停滞、そして 2006 年以降の濃度再増加が 顕著である。一方 $\delta^{13}$ C の時系列にも特徴的な変 動が見られ、2006 年頃までは経年的な増加が 観測されていたが、それ以降は経年的に減少し ている。大気中 CH4 よりも同位体的に軽い ( $\delta^{13}$ C が小さい) CH4放出源は湿地・水田・反 芻動物などの微生物起源のみであることから、 CH4 濃度の不規則な経年変動には微生物起源 の CH4が大きく影響していたと考えられる。

#### 謝辞

昭和基地とニーオルスン基地での観測は、日本南極地域 観測隊・モニタリング研究観測及び国立極地研究所・一般 共同研究、北極域研究推進プロジェクト(ArCS)等の一 環として実施された。



図 1 昭和基地とニーオルスン基地で観測され た大気中の CH<sub>4</sub>濃度(a)とδ<sup>13</sup>C(b)の変動

# 「みらい」北極海航海の観測結果の解析: 東シベリア大陸棚(ESAS)からのメタン放出の検証

\*遠嶋康徳(環境研),曾継業(環境研),丹羽洋介(環境研),白井知子(環境研), 石戸谷重之(産総研),森本真司(東北大)

#### 1. はじめに

北極圏は温暖化に伴って CO<sub>2</sub> やメタン (CH<sub>4</sub>)の放 出量が増加し,温暖化を加速することが懸念されてい る.また,既に東シベリア大陸棚 (ESAS,北緯 65 度 以北,東経 120-180 度の範囲の海洋)からかなりの量の CH<sub>4</sub> が放出されているとの報告もある.北極圏での温 室効果ガス放出量の変化を早期に検出するため,観測 船「みらい」による北極圏航海において,大気中の温 室効果ガスの観測を実施した.本発表では,CH<sub>4</sub> 濃度 の短期変動に着目し,大気輸送モデルを用いて北極圏 における CH<sub>4</sub> 放出の現状について解析を行った.

#### 2. 「みらい」北極圏航海による大気観測

2012 年から、GRENE 事業および ArCS プロジェクト の下で、観測船「みらい」による北極海航海が 9 月を 中心とした 40 日間実施された (ただし、2018 年の航海 は 11 月を中心とした期間に実施された). これらの航 海では、キャビティリングダウン分光分析計を用いて 大気中の CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>および CO 濃度の船上連続測定を実 施した.約40 日間の航海のうち、北極圏 (チュクチ海・ ボーフォート海) での航海は約 20 日間であった. 北極 圏での観測では、CH<sub>4</sub> 濃度が数十 ppb 以上高まる短期 変動がしばしば観測された.

#### 短期変動の解析

本研究では、代表的なラグランジアン粒子拡散モデ ル(LPDM)である FLEXPART に基づいて開発された FLEXCPP[1]を用いて、濃度変化に影響を及ぼした地表 面の領域(フットプリント領域)を航路に沿って3時 間間隔で計算した.また、大気輸送モデル(NICAM-TM) と4次元変分法を用いたインバージョン解析で求めら れた地表面の CH4フラックスと上記のフットプリント 領域から観測される大気中 CH4濃度の変動分(ΔCH4) を推定した.

観測結果については地域的な放出の影響を受けてい ないベースラインを推定し、ベースラインからの増加 分(ΔCH<sub>4</sub>)を上記の計算結果と比較した.

#### 4. 結果

2014 年および 2016 年の北極圏航海で観測された ΔCH<sub>4</sub>の時系列(黒)および計算結果(青)を図1に示 す.計算結果は観測された変動とおおむねよく一致し ていることが分かる.フットプリント領域を調べると, 例えば2014年9月8日および2016年9月17日のピー クはそれぞれ東シベリアおよび西シベリアからの放出 の影響によるものと推定された.

Berchet ら[2]が大気観測に基づき推定した ESAS 領域 からのフラックスの上限値(4.5 TgCH<sub>4</sub> yr<sup>1</sup>)を加えた 場合の計算結果(赤)を見ると,明らかに観測結果を 過大評価していることが分かる. 過去 6 年間の観測結 果から,少なくとも 9 月については ESAS からの CH<sub>4</sub> 放出量は 0~2 TgCH<sub>4</sub> yr<sup>1</sup>程度であると推定された.



図1 2014 年および 2016 年の北極圏航海での観測 結果に基づく ΔCH<sub>4</sub>および計算結果の時系列.

参考文献

- Zeng, J., et al., 2012, Lagrangian Modeling of the Atmosphere, Geophys. Monograph Series 200, 163-172.
- [2] Berchet, A., et al., 2016, Atmos. Chem. Phys., 16, 4147-4157.

謝辞:笹野大輔氏・小杉如央氏(MRI), 亀山宗彦氏(北

大),竹谷文一氏(Jamstec),高島久洋氏・加藤咲氏 (福岡大)には船上観測で支援していただいた.

# 北インドにおけるメタン発生と輸送:

衛星観測と地上観測からの一考察

\*林田佐智子・白井玖実 (奈良女子大学), 寺尾有希夫・野村渉平(国立環境研究所), 松見豊(名古屋大学),斎藤尚子(千葉大学 CEReS)

#### 1. はじめに

大気メタンは二酸化炭素に次ぐ第二位の温室効 果ガスであり、その放出量の正確な推定と削減手 法の確立は科学的にも行政的にも急務の課題であ る。しかし、メタン放出源の多くがメタン菌によ るなどの生物由来であることから、放出量の定量 的推定が難しく未だ非常に不確定性が大きい。

衛星からの地球規模観測はSCIAMACHY<sup>1</sup>によって最初に報告された<sup>III</sup>が、アジアからの強いメタン放出が示唆されている。インドガンジス河流域では、モンスーン時期に特にメタン高濃度が顕著である<sup>I2I</sup>。しかし、この領域ではヒマラヤ山麓から強い上昇流によって空気が持ち上げられるため、衛星で観測されたメタン気柱量は、地上からの発生によるメタン発生量を必ずしも反映しない<sup>I3I</sup>。

衛星からの気柱量の観測を補い、メタンの時空間分布変動を明らかにすることによって発生源情報を異なる角度から得る目的で、我々は2014年から北インドでフラスコサンプリングやレーザーメタン計での測定を行ってきた。最近では、2017年に打ち上げられた TROPOMI<sup>2</sup> データの解析を併せて行っている。SCIAMACHYと比較すると、空間分解能が格段に向上している。本発表では、

SCAIAMCHY, GOSAT<sup>3</sup>, TROPOMI の三代にわた る衛星観測から得られた知見と、地上観測と衛星 観測の比較から、衛星観測データを発生量推定に 生かすための今後の展望を議論したい。

#### 2. 地上観測と衛星観測の概要

2.1 大気サンプリング

北インドの水田地帯 (カルナル、ソーニーパット) において、2014 年から 2017 年まで週1回の大気 サンプリングが行われた。採取した試料は、国立 環境研究所で、GC-ECD を用いてメタン濃度分析 を 2ppb の精度で行った。

2.2 近赤外レーザー ( $\lambda$ =1.65 $\mu$ m) を利用したオー プンパスのレーザー分光機器 LaserMethane<sup>4</sup> を用 いて名古屋大学が大気メタン濃度を連続測定した。

#### 2.3 TROPOMI

ESA によって打ち上げられた Sentinel-5 Precursor 搭載の分光計。メタン気柱量観測データ L2 デー タ (バイアス補正済み)を使用。

#### 3. 結果概要

大気サンプリングの結果から、Sonepat では予想 に反して、モンスーン時期ではなく、冬期にメタ ン濃度が高いことが明らかになった。流跡線解析 の結果は冬期には北東からの空気の流入が多いこ とを示している。TROPOMI ではまだ十分な期間 のデータが公開されてはいないが、2018 年 12 月 の事例には、Sonepat 周辺で高濃度が見られている。



図 TROPOMI のメタン気柱平均混合比事例。 2018 年 12 月 9 日(左)と同 26 日(右) 4. 謝辞

Sonepat での観測には東京大学の今須良一氏、デリ ー大学の S. Dhaka 氏の協力を、また Karnal の大気 サンプリングではインド国際稲研究所の Sheetal Sharma 氏の協力を得ました。本研究は 環境研究 総合推進費 2-1802, 2-1502, 2A-1202 および文部科 学省 GRENE「衛星データ等複合利用による東ア ジアの二酸化炭素 メタン高濃度発生源の特性解 析」 の支援を得ました。

#### 5. 引用文献

[1] Frankenberg et al. 2011, JGR, 10.1029/2010jd014849

- [2] Hayashida et al., 2013, RSE, 10.1016/j.rse.2013.08.008
- [3] Chandra et al., 2018, ACP, 10.5194/acp-17-12633-2017
- 1. Spectrometer for Atmospheric Cartography
- 2. Tropospheric Monitoring Instrument, 3. 和名いぶき
- 4 東京ガスエンジニアリング株式会社・アンリツ株式会社製

# 南アジアにおけるメタン排出の起源別推定のための 大気中メタン安定炭素同位体比観測

\*寺尾有希夫<sup>1</sup>,梅澤拓<sup>1</sup>,Manish Naja<sup>2</sup>,Md. Kawser Ahmed<sup>3</sup>,野村涉平<sup>1</sup>,町田敏暢<sup>1</sup>,向井人史<sup>1</sup>, Prabir Patra<sup>4</sup> (<sup>1</sup>国立環境研究所,<sup>2</sup> ARIES, India, <sup>3</sup> University of Dhaka, <sup>4</sup> JAMSTEC)

#### 1. はじめに

南アジアでは、化石燃料起源のメタンに加えて、水田 や家畜等のメタン生成菌に由来する生物起源のメタン の放出も大きいと考えられているが、多様な放出源が 同じ地域に分布しているため、放出量推定には未だ不 確定性が大きい。本研究では、南アジアの水田と山岳地 帯で大気中メタン濃度とメタンの安定炭素同位体比 (δ<sup>13</sup>C-CH<sub>4</sub>)を観測することで、南アジアのメタン濃 度変動を起源別に捉えることを目的とする。δ<sup>13</sup>C-CH<sub>4</sub> は排出源によってその値が大きく異なることが知られ ており、水田等の微生物起源のメタンは-60‰、化石燃 料起源は-40‰、バイオマス燃焼起源は-25‰が代表的 な値として報告されている。

#### 2. 手法

インドのヒマラヤ山岳地帯・ナイニタール(2006 年 ~)とバングラデシュの水田地帯・コミラ(2012 年~) において、1.5L ガラスフラスコを用いて週1回の頻度 で大気サンプリングを行った。採取した大気試料のメ タンと一酸化炭素(CO)濃度をGC-FIDを用いて分析 し、メタン濃度は±2 ppbの精度で測定した。δ<sup>13</sup>C-CH<sub>4</sub> は、2018 年9月以降に採取した試料について新たに開 発した分析システム(梅澤ほか、本予稿集)で平均0.1‰ 以下の標準偏差で分析を行った。

#### 3. 結果と考察

図1に、2012年以降ナイニタールとコミラで観測さ れたメタン濃度の時系列を示す。北半球のバックグラ ンド大気(波照間)のメタン濃度は夏に極小となる季節 変動パターンを示すが、ナイニタールのメタン濃度は 9月に極大となる季節変動パターンが観測された。コ ミラでは8月からメタン濃度の増加がはじまり、10月 に極大になったのち、12月~1月に再び極大になった。

図2に、コミラで観測された $\delta^{13}$ C-CH<sub>4</sub>の変動を表す。 メタン濃度変動に相関した $\delta^{13}$ C-CH<sub>4</sub>変動が観測され、 900 ppb 程度のメタン濃度変動に対応して、 $\delta^{13}$ C-CH<sub>4</sub> も-50.8‰から-46.9‰と大きく変動した。メタン濃度と  $\delta^{13}$ C-CH<sub>4</sub>の相関解析を行った結果、2018 年 9 月から 11 月の秋季と2018 年 12 月から2019 年 1 月の冬季で メタン排出源の $\delta^{13}$ C-CH<sub>4</sub> が明瞭に異なると推定され た。秋季のメタン濃度増大を引き起こした排出源の $\delta^{13}$ C-CH<sub>4</sub>は-59‰と推定され、微生物起源(コミラの環 境を考慮すると水田起源)の放出が支配的であること が強く示唆された。一方、冬季のメタン濃度増大を引き 起こした排出源の $\delta^{13}$ C-CH<sub>4</sub>は-42‰と推定され、主要 な放出は化石燃料起源であることが示唆された。発表 では、CO濃度データを含めた解析結果と考察につい ても報告する。



図1 ナイニタールとコミラで観測された大気中メタ ン濃度の時系列(観測値とフィッティング曲線)



図2 コミラで観測されたメタン濃度(黒)とδ<sup>13</sup>C-CH<sub>4</sub>(赤、暫定スケールでの分析値)

謝辞 本研究は環境研究総合推進費 2-1802 で行った。

# The 2019 Refinement emission estimation: CH<sub>4</sub> emission in Asia during last decades

\* Penwadee Cheewaphongphan (National Institute for Environmental Studies), Satoru Chatani (National Institute for Environmental Studies), Nobuko Saigusa (National Institute for Environmental Studies)

Methane emission (CH<sub>4</sub>), the second most important of greenhouse gas (GHG) from carbon dioxide, contributes about 15-20% of anthropogenic GHG emission. CH<sub>4</sub> concentration is determined from the balancing between sources even biogenic, thermogenic, or pyrogenic sources and sinks as hydroxyl radical oxidation. CH<sub>4</sub> concentration trend is rather fluctuate, high increased since the pre-industrial period till the year 1970, drop down of the growth rate until stabilize during the year 1999 to 2006, and then increasing again since the year 2007 onward. The ambiguity of CH<sub>4</sub> concentration trend is challenging the scientist to study about CH<sub>4</sub> emission.

Bottom up emission estimation, fundamental of emission estimation method, is a way to study about source of CH<sub>4</sub> emission. This study intends to estimate anthropogenic CH<sub>4</sub> emission from agricultural activities in Asia during the year 1980 to 2015 using bottom up method based on 2006 IPCC guideline (2006 IPCC) and 2019 Refinement to the 2006 Guideline for national greenhouse gas inventory (2019 Refinement), the latest update of IPCC emission inventory guideline. From the estimation based on 2 approaches found the 2019 Refinement approach provides the CH<sub>4</sub> emission results approximately 20% higher than 2006 IPCC approach in livestock sector and about 36%

lower in rice cultivation sector. The estimation based on 2019 Refinement approach found the overall trend of CH4 emission from agricultural activities in Asia tends to increase from 57.4Tg±34% in the year 1980 to 76.0 Tg±26% in the year 2015, including 52.9Tg ±0.6% from livestock (including enteric fermentation and manure management), and 23.1 Tg±88% from rice cultivation. Although, the overall trend of CH<sub>4</sub> emission from agricultural activities in Asia during the past three decades tends to increase at the average annual increased about 0.5 Tg, there is lightly decreased during the year 2000 to 2002 due to the decreasing of CH<sub>4</sub> emission from rice cultivation activity in China and India. This study validates our results with the results of Emission Database for Global Atmospheric Research (EDGAR) version 4.3.2. In livestock sector (Figure 1a), 2006 IPCC approach gets the result in line with EDGAR except during the year 2004 to 2007 which we found lower changed than EDGAR. In rice cultivation (Figure 1b), the results from both approaches are lower than EDGAR especially before the year 1998, after this year the upper bound of the 2019 Refinement approach becomes agreement with the result of EDGAR due to the higher annual decreasing rate reported in EDGAR



(a) CH<sub>4</sub> emission from livestock

(b) CH<sub>4</sub> emission from rice cultivation

Figure 1 CH<sub>4</sub> emission in Asia during year 1980 to 2015

ボトムアップ手法による東アジア地域メタン収支評価 \*伊藤昭彦 (国環研),遠嶋康徳 (国環研),羽島知洋 (海洋研究開発機構), 斉藤拓也 (国環研),梅澤拓 (国環研),平田竜一 (国環研),齊藤誠 (国環研), 寺尾有希夫 (国環研),殷帥 (国環研),井上晋平 (国環研)

#### 1. はじめに

大気中メタン (CH4) は温室効果ガスとして CO2 に 次ぐ寄与を果たしているだけで無く,大気中の化学反 応に関わる短寿命気候汚染物質 (SLCF) としても注目 を集めている.東アジア地域は湿原や水田などの固有 の CH4 放出源が存在し,近年では石炭採掘,廃棄物, 家畜などの人為起源放出が急激に増加しているため要 注目である.しかし,地域スケールの CH4 収支を自然 起源から人為起源まで定量的に把握することは容易で はなく,それが全球スケールの大気 CH4 動態およびそ の気候フィードバックの不確実性をもたらしている. 広域的な CH4 動態に関する研究は大気観測,衛星観測, それらのデータを用いた逆解析のトップダウン的手法 でも進められているが,本研究ではそれらと独立した ボトムアップ手法で東アジア地域の CH4 収支評価を行 うことを目的としている.

#### 2. 手法およびデータ

ボトムアップ手法では,自然起源については生物地 球化学的な地球表層物質循環モデル,自然起源につい ては統計的インベントリを主に使用する.土地被覆や 火災発生など地表状況については衛星観測データを使 用することもあるが,基本的には地上の各種データを 積み上げる評価法である.特徴として,大気観測や逆 解析に比べて高い空間分解能でマッピングが可能なこ と,放出源(セクター)別の評価が可能なことが挙げ られる.本研究では以下の放出・吸収源を扱った. 自然起源[手法]

- ・湿原放出 [プロセスモデル: VISIT]
- ・白アリ放出[土地被覆に基づく推定]
- ・乾燥土壌の酸化吸収 [プロセスモデル: VISIT]

・野外火災 [衛星観測 GFED4s データ×排出係数] 人為起源 [手法]

- ・化石燃料採掘 [EDGAR4.3.2]
- ・工業, 交通, 都市 [EDGAR4.3.2]
- ・廃棄物・埋立 [EDGAR4.3.2]
- ・家畜の腸内発酵 [EDGAR4.3.2, FAOSTAT]
- ・水田など農業活動 [EDGAR4.3.2, VISIT]

#### 3. 結果と考察

東アジア(日本,中国,韓国,北朝鮮,台湾,モン ゴル)の2000-2012年のCH4収支は平均で67.3 Tg CH4 yr<sup>-1</sup>の正味放出と推定された.その約89%は人為起源 であり,収支分布(第1図)では水田や都市域に加え, 石炭採掘が行われる炭鉱のホットスポットが見られた. 2000年以降の放出増加は顕著であり,石炭採掘や廃棄 物,家畜が主因となっていた(第2図).



-2.0E+06 0.0E+00 2.0E+06 4.0E+06 6.0E+06 8.0E+06 1.0E+0 吸収 CH4 放出・吸収 (kg CH4 grid <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup>) 放出 →

第1図 正味 CH4 収支の分布.



第2図 東アジアにおける起源別収支の年々変化.

#### 4. おわりに

ボトムアップ手法には時間分解能が年から月と粗く, 基礎データの不確実性に大きく影響されるなどの制約 もある.同位体比などの独立した地上観測や衛星観測 に基づく検証や補正が今後の課題である.

本研究は(Ito et al., 2019)として発表済みであり,環 境研究総合推進費 2-1710の一部として実施された. 参考文献

[1] Ito, A., et al., 2019, Sci. Total Env., 676, 40-52.

東アジアのメタン排出源のセクター別評価に向けて: 波照間ステーションで観測される高濃度メタンイベントに 伴うメタンの安定炭素同位体比と炭化水素の変動 \*梅澤拓,斉藤拓也,遠嶋康徳,寺尾有希夫,伊藤昭彦(国立環境研究所)

#### 1. はじめに

メタンは重要な温室効果ガスであるが、その排出源 が多様なため排出セクター別の分離評価が難しく、排 出源強度や時空間分布の定量的推定は不確実性が大き い。東アジアでは化石燃料採掘に伴うメタン排出の寄 与が大きくかつ経年的な増加が考えられているが、観 測事実に基づく検証は不十分である。本研究では、東 アジアの排出源影響を強く受ける波照間ステーション でメタン濃度およびメタンの排出源分離に有用なメタ ンの安定炭素同位体比( $\delta^{13}$ C-CH<sub>4</sub>)と炭化水素を観測し、 東アジアのメタン排出源のセクター別評価を目指す。

#### 2. 手法

国立環境研究所の波照間ステーションにおいて、水 素炎イオン化検出器を備えたガスクロマトグラフを用 いてメタン濃度を測定し<sup>[1]</sup>、大気濃縮システムを備えた ガスクロマトグラフ/質量分析計を用いて炭化水素類を 測定した<sup>[2]</sup>。また、高濃度イベントに合わせて大気試料 を採取し、国立環境研究所で新しく開発した自動測定 システムを用いて δ<sup>13</sup>C-CH4 を測定した<sup>[3]</sup>。

#### 3. 結果

波照間ステーションにおいては、冬季の総観規模の 大気輸送場の変動に伴って大陸起源の空気塊が頻繁に 到達し、メタンや CO2の高濃度イベントが観測される <sup>[4]</sup>。メタンの高濃度イベントの一例を、*δ*<sup>13</sup>C-CH<sub>4</sub>と炭化 水素(エタン・プロパン)の変動と合わせて図1に示 す。このイベントでは約12時間にわたってメタン濃度 が最大100 ppb 程度増加し、同時にエタンとプロパンの 濃度も増加した。また、メタンの濃度増加に合わせて、 δ<sup>13</sup>C-CH4 が最大 0.4‰程度増加した。この高濃度イベン ト時の観測空気塊のフットプリント<sup>[5]</sup>を計算すると、中 国東部沿岸地域の排出源影響を強く反映していた。メ タン濃度と $\delta^{13}$ C-CH4の関係から排出源の $\delta^{13}$ C-CH4値は -41.2±2.2‰と推定され、またエタンとメタンの濃度増 加比は0.023 であった。いずれも高濃度イベントの主成 因が化石燃料起源のメタン排出であることを示唆する。 同様に、2017年12月から2019年4月までの冬季2

シーズンにおいて、合計 12の大陸起源メタン高濃度イ ベントのメタン濃度や δ<sup>13</sup>C-CH4、炭化水素を観測した。 発表ではこれら複数のイベントの観測結果についても 概観する。また、東アジアのメタン排出マップ<sup>16</sup>とフッ トプリントを利用して、波照間ステーションで期待さ れるメタン濃度と δ<sup>13</sup>C-CH4の変動をシミュレーション し観測データと比較することで、排出源のセクター別 寄与について検討した結果についても報告する。



図1 波照間ステーションで観測されたメタン濃度
 (黒・左軸)、エタン濃度(緑・右上軸)、プロパン濃
 度(ピンク・右下軸)、δ<sup>13</sup>C-CH<sub>4</sub>(青・左中軸)の変動.

#### 参考文献

- Tohjima, Y., et al., 2002, J. Geophys. Res., doi.org/10.1029/2001JD001003.
- [2] Saito, T., et al., 2010, Environ. Sci. Technol., doi.org/10.1021/es1001488.
- [3] Umezawa, T., et al., in review.
- [4] Tohjima, Y., 2014, Atmos. Chem. Phys., doi.org/10.5194/acp-14-1663-2014

[5] CGER GDE Analysis Support (FLEXCPP), http://db.cger.nies.go.jp/portal/analyses, (2019/7 閲覧)

[6] Ito, A., et al., 2019, *Sci. Total Environ.*, doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.263

謝辞 本研究は環境研究総合推進費 2-1710 で行った。

# Regional budgets of 3 major greenhouse gases – implications CH<sub>4</sub> emissions for the Paris Agreement

\*Prabir K. Patra<sup>1,2</sup>, Naveen Chandra<sup>1</sup>, Katsumasa Tanaka<sup>3</sup>, Josep G. Canadell<sup>4</sup>, Philippe Ciais<sup>5</sup>, Sönke Zaehle<sup>6</sup>, Rona Thompson<sup>7</sup>, Marielle Saunois<sup>5</sup> (<sup>1</sup>JAMSTEC, <sup>2</sup>千葉大学, <sup>3</sup>国立環境研究所, <sup>4</sup>CSIRO, Australia, <sup>5</sup>LSCE, France, <sup>6</sup>MPI-BGC, Germany, <sup>7</sup>NILU, Norway)

#### 1. Summary

The Paris Agreement is signed by the majority of the nations at the Conference of the Parties, which ambitiously aims to reduce greenhouse gases (GHGs) emissions to limit the global surface air temperature (SAT) increase below 2°C by 2100. Under this agreement the net emissions of all combined GHGs has to be reduced drastically by 2050. Here, we assess the scenarios of 3 major GHGs to SAT increase at different time scales.

#### 2. Methods

We have estimated regional sources and sinks for all the 3 gases using the MIROC4-ACTM developed at JAMSTEC. The model transport is nudged to the JMA 55-years reanalysis (JRA-55). The (photo-)chemical loss of CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O are simulated using standard schemes implemented in MIROC4-ACTM. Our results are contributed to the Global Carbon Project (GCP) synthesis activities and are freely available.

#### 3. Results and discussion

Figure 1 (below) shows Regional fluxes of  $CO_2$ ,  $CH_4$ and  $N_2O$  averaged over 4-year periods (i.e., 2000-2003, 2004-2007, 2008-2011, 2012-2015).  $CH_4$  and  $N_2O$ emissions are weighted by their global warming potential (GWP) and global temperature-change potential (GTP) over 100-year time horizon (GTP and GWP; values from IPCC AR5). Application of a weighting factor is required for assessment of their impacts on net radiative forcing at the target time period, circa. 2100.

Our results show that large differences in the importance of present-day  $CH_4$  emissions on SAT change depending on the time period of assessment. Role of  $CH_4$  is much greater when shorter-term (20-yr) or integrated impact on SAT change is assessed as seen from the GWP-weighted values. But the significance of  $CH_4$  on limiting SAT change is minimal when instantaneous impact at 2100 is of concern (GTP-weighting).

謝辞 本研究は環境研究総合推進費 2-1701, 2-1802 で行った。



# GOSAT メタン鉛直濃度分布データを用いたインド上空の メタン季節変動の解析

\*齋藤尚子, Dmitry Belikov, 小林陽菜子(千葉大環境リモセン)

#### 1. はじめに

アジア域はメタンの一大発生地であり、インド等の 南アジアの水田からは膨大な量のメタンが放出されて いる.また、南アジアは、アジアモンスーン循環に伴 う強い上昇流のため、地上で発生した物質が容易に上 空に輸送される特異的な領域であり、水田等の地上か らのメタン発生量の地理分布や時間変動性を、メタン の気柱平均濃度データのみに基づいて議論することは 極めて困難である.

GOSAT は、メタンの気柱平均濃度と鉛直濃度分布を 同時・同視野で高精度に観測できる唯一の衛星である. 本講演では、GOSAT/TANSO-FTS の TIR (熱赤外) バ ンドのメタンの鉛直濃度分布データのデータ質の検証 を行い、検証済の GOSAT のメタンデータを用いて、イ ンド上空のメタンの気柱平均濃度の季節変動に影響を 与える要因を高度別に解析した結果を報告する.

#### 2. 手法

まず, TIR バンドの Version 1 のメタンプロダクトのデ ータ質を入手可能な航空機観測のメタンデータ [Wofsy et al., 2011, Machida et al., 2008, Brenninkmeijer et al., 2007, Tsuboi et al., 2013, Niwa et al., 2014]を用いて検証した.

次に, TIR バンドのメタン鉛直濃度分布データから, 気柱平均濃度(XCH4)と各高度の大気層の部分気柱平 均濃度(XpCH4)を算出した.ここでは,下部対流圏 (LT),中部対流圏下部(MT1),中部対流圏上部(MT2), 上部対流圏(UT),上層大気(UA)の5つの大気層に

分けて XpCH<sub>4</sub>を算出した.本研究では、インドの特徴 的な 3 つの領域「Eastern Indo-Gangetic Plain (EIGP)」,

「Southern Peninsula」,「Arid India」に着目し, Chandra et al. [2017]に倣って, XCH<sub>4</sub>が最大値, 最小値を取る月に ついて, XCH<sub>4</sub>, XpCH<sub>4</sub>各々のメタン濃度の差分を取り, 各高度層の XpCH<sub>4</sub>の差分の XCH<sub>4</sub>の差分に対する割合 を, 各高度層の「寄与率」と定義した.

#### 3. 結果

低緯度では, TIR バンドのメタン濃度はどの高度層 においても概ね10-15 ppb程度の精度で航空機のメタン 濃度と一致していた. 中緯度では,低緯度より濃度差 は若干大きくなるものの,どの高度においても TIR バ ンドのメタン濃度の精度は概ね 20 ppb(約1%)程度で あった.一方,高緯度では,対流圏界面高度が低く, 検証解析を行った高度層でも成層圏性の大気の影響を 受けている可能性が高いため,TIR バンドと航空機の メタン濃度の濃度差のバラつきが大きくなることが明 らかになった.

図1に,各領域の XCH4の季節変動に対する各高度 層の XpCH<sub>4</sub>の季節変動の寄与率を示す. EIGP におい ては、ACTM のモデルデータに基づく解析では、XCH4 の季節変動に対する地表からのメタン放出と上部対流 圏及び中部対流圏上部における大気輸送の寄与がそれ ぞれ約40%と同程度であったが[Chandra et al., 2017], TIR バンドの観測データからは地上からのメタン放出 の寄与が約 60-70%と比較的大きいことがわかった. Southern Peninsula においては、両者ともに、XCH4の季 節変動に対する下部対流圏の XpCH4の季節変動の寄与 率が 40-50%を占めていた. Arid India においては、地 表面から約600 hPa以下の大気層における XpCH4の季 節変動の XCH4 の季節変動への寄与率が, ACTM のモ デルデータでは約 10%であるのに対し、TIR バンドで は約 40%になっており、TIR バンドの観測データから は、中・上部対流圏だけでなく約 600 hPa 以下の層にお ける XpCH4の季節変動も XCH4の季節変動に一定程度 寄与している可能性があることが示唆された.



図1 EIGP, Southern Peninsula, Arid India における, TIR バンドの観測データに基づく XCH<sub>4</sub> の季節変動に 対する上空の各高度層の XpCH<sub>4</sub> の季節変動の寄与率.

謝辞:本研究は、(独)環境再生保全機構「環境研究総 合推進費」(2-1802 課題)および JAXA 委託研究により 実施しております.

# MIROC4-ACTM により算出された東シベリア域の メタンカラム濃度の季節変動の再現性

\*佐野春香、入江仁士、齋藤尚子、Dmitry Belikov(千葉大環境リモセン) Patra Prabir、Naveen Chandra (JAMSTEC)

#### 1. はじめに

メタンは二酸化炭素の次に大きな温室効果を持って いるため、その濃度分布、変動とその原因の理解は将 来の地球環境を考えるうえで重要である。特に北半球 高緯度域では全球の2倍のペースで温暖化が進んでお り、実態の把握が求められている。そのような背景の 下、2009年1月23日の打ち上げ以降、温室効果ガス 観測技術衛星 GOSAT がメタン濃度のグローバル観測 を行っている。本研究では、TransCom-CH4相互比較 実験で評価されている大気化学輸送モデル MIROC4-ACTM[1] (AGCM-based Chemistry Transport Model [2])を用いて、フォワード計算およびインバージョン 計算(地上観測を利用)により得られた結果を GOSAT の観測値と比較した。比較は夏季の東シベリアに焦点 を当てて実施した。

#### 2. 方法

本研究では、GOSAT/TANSO-FTS の SWIR(短波長) バンドの XCH4 データ(vRA2.72 bias corrected)を使用し た。また、MIROC4-ACTM データとしては水田・湿 地排出に Cao et al. emission scheme [3] を用いた計算結 果と Walter and Heimann Scheme [4] を用いた計算結果 を使用した。さらに、各々でインバージョン計算した 結果も使用した。東シベリア域を緯度・経度で6つの 領域に分けて分析した。期間は 2010 年から 2017 年、 6月から9月の夏季に着目した。

まず、GOSAT とモデル値それぞれの月平均値を算 出した(図 1)。次に月平均値から、年平均値を引き、 D1 とした。その後、モデルの D1 値からそれぞれ GOSAT の D1 値を引いた(D2)。最後にこの差をすべて の年で月ごとに平均した。これを D3 とした(図 2)。 D3 が 0 に近いほど GOSAT の季節変動をよりよく再現 していると考えられる。

#### 3. 結果

図2より、いずれの水田排出 scheme を用いてもイ ンバージョン計算後はD3の値が±20 ppbから±10 ppbと0に近づき、GOSATのメタンカラム濃度の季節 変動パターンをよりよく再現できたことが分かった。



このことは、用いた水田排出スキームには季節変動の 観点から改善の余地があることを示唆する。

#### 参考文献

[1]Patra et al., 2018, SOLA,

[2]Patra et al., 2011,*Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 12813-12837
[3]Cao, M., et al., 1996, *J. Geophys. Res.* **101**,14399–14414.
[4]B.P. Walter, M. Heimann, 2000, *Glob. Biogeochem. Cycles*, **14**, pp. 745-765

[5]Miller, S. M., et al., 2018, *Eos*, **99**,

https://doi.org/10.1029/2018EO091947

GOSAT 全球メタン吸収排出量プロダクト \*齊藤 誠 (国立環境研究所), Heon-Sook Kim (釜山大学校),高木宏志(国立環境 研究所),伊藤昭彦(国立環境研究所),吉田幸生(国立環境研究所),松永恒雄(国 立環境研究所),Shamil Maksyutov(国立環境研究所)

#### 1. はじめに

全球の二酸化炭素(CO2)およびメタン(CH4)の大 気濃度分布を観測し、 亜大陸スケールでの CO2 および CH4 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、地上約660km,回帰日数 3 日の太陽同期準回帰軌道へ打ち上げられた. 打ち上 げ後10年が経過した現在もGOSATの観測は継続中で ある. GOSAT 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 面や地球大気から放射される輝度スペクトルを短波長 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.本発表では、SWIR スペクトルから導出された CH4 カラム 平均濃度 (XCH<sub>4</sub>) プロダクトをもとに推定・作成された全球 CH4 吸収排出量プロダクトの概要と、そのプロダクト に基づく応用研究の事例を紹介する.

#### 2. GOSAT 全球 CH4 吸収排出量プロダクト

XCH4および地上観測データをもとに、大気輸送モデ ルNIES-TM・インバース解析を介在して亜大陸スケー ル (全球 43 領域; 陸域 42, 海域 1)の月別全球 CH4吸 収排出量を推定し、その結果をGOSAT レベル4プロダ クトとして公開している. NIES-TM の先験情報には、 湿地・水田からの放出量と森林土壌による吸収・放出 量,家畜や埋立地からの放出を含む人為起源放出量, 森林火災による放出量,およびシロアリによる放出量 を使用する. インバース解析では、解析対象月から過 去 4 ヶ月遡った時間範囲内で起きた吸収・放出過程を 考慮した固定区間スムーサー(カルマン・スムーサー) を用いて月別全球 CH4 吸収排出量を推定する。また、 推定結果を再度 NIES-TM へ入力し、大気濃度場へ変換 した結果を地上観測データ等と比較し、モデル再現性 の確認を実施している。現在, GOSAT Data Archive Service (https://data2.gosat.nies.go.jp/index ja.html) にて 2009年6月から2015年9月までの6年強に渡る期間の 全球 CH4 吸収排出量プロダクトを公開している.

南アメリカ大陸はアマゾン域に代表される湿地帯, 食肉生産に伴う家畜の放牧,森林火災等,全球 CH4 収 支において多大な影響を与える地域であると考えられ る. その一方で,南アメリカ大陸は地上観測点の空白 域の一つであり,CH4吸収排出量推定には大きな不確実 性が残る.本発表では,GOSATの全球XCH4データに基 づく全球 CH4 吸収排出量プロダクトを活用し,現地観 測データが皆無なアマゾン域,および南アメリカ中緯 度帯における CH4 吸収排出量の年変動を引き起こす現 象についての研究例を報告する。

# 全球 CH<sub>4</sub> 逆解析によるフラックス推定値の独立性評価 <sub>丹羽洋介(国環研)</sub>

#### 1. はじめに

大気中のメタン (CH4) は二酸化炭素 (CO2) に次い で影響度が高い温室効果気体であるが、CO2 同様、CH4 の大気濃度も増加傾向にある。CH4 の排出源は化石燃 料に関するもの (採掘、漏洩、燃焼等) に加え、畜産や 水田などの農業活動によるもの、また、湿地や森林火災 など多岐にわたる。そのため、大気中の濃度増加がどの 排出源によって引き起こされているのか (または消失 源である OH ラジカルの減少によるものなのか)、未だ よくわかっていない。

大気濃度の観測データから大気輸送モデルを用いて 地表面フラックスの時空間変動を推定する逆解析は、 濃度増加に寄与する排出源の特定に貢献しうる手法で ある。しかし、観測空白域が多いため、解析されたフラ ックスが、遠方の地域の間であっても誤差相関を持ち、 擬似的な変動が生じる場合がある。また、CH4の逆解析 の場合には、化石燃料起源や湿地起源など起源毎に独 立のパラメータとして解析される場合が多いが、実際 にこれらが、それぞれ独立に解けているのかを評価す ることは肝要である。

そこで本研究では、全球の CH4 逆解析において、ど の地域、どの起源のフラックスがどの程度、独立に解析 されているか、または誤差相関を持っているかを、逆解 析で得られる解析誤差共分散を用いて評価した。

#### 2. 手法

本研究では、大気輸送モデル NICAM-TM と4次元変 分法を組みあわせた逆解析システム NICAM-TM 4D-Var[1]によって得られた CH4 フラックスの推定値につ いて、解析誤差共分散行列を用いた独立性評価を行っ た。ここで解析誤差共分散行列は以下のように定義さ れる。

$$\mathbf{P} = \left(\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{M}^{\mathrm{T}} \mathbf{R}^{-1} \mathbf{M}\right)^{-1}$$
(1)

式(1)からわかるように解析誤差共分散行列は、観測 値や初期推定フラックスの値そのものにはよらず、そ れぞれに与えられた誤差共分散(B,R)、また、観測デ ータの場所、時間、大気輸送(M は線形の大気輸送演 算子)によって定まる。本研究では、この解析誤差共分 散行列を独自に開発したアルゴリズム[2]を用いて推定 した。このアルゴリズムは、Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (BFGS) 法とアンサンブル手法を組み合わせた 手法であり、共分散行列の非対角成分まで効率的に高 精度に推定することが可能となっている。この推定さ れた解析誤差共分散行列の非対角成分から、領域間、ま た、起源間の誤差相関を求めた。

#### 3. 結果

図1に上記手法で得られた全球 CH4 フラックス解析 値の誤差相関を示す。この結果から、人為起源(ここで は化石燃料や畜産起源など)と水田や湿地起源の間に、 無視できない誤差相関が存在していることがわかる。 このことから、濃度観測を用いた逆解析において、起源 別に濃度増加の寄与を評価することは、全球であって も困難であることが伺える。発表では、地域毎の独立性 などを評価した結果も報告する。



図1 NICAM-TM 4D-Var により解析された CH<sub>4</sub> フ ラックスの全球年間積分値に対する起源間の誤差相関。

#### 謝辞

本研究は JSPS の科研費 19K03976 および(独) 環境再 生保全機構の環境研究総合推進費(2-1701)のもとで行 いました。

#### 参考文献

- [1] Niwa, et al., 2017, *Geosci. Model Dev.*, 10, 2201–2219.
- [2] Niwa and Fujii, in prep.

# 湿地メタン放出-気候フィードバック研究のための 地球システムモデル開発

\*羽島知洋 (海洋研究開発機構),井上忠雄 (海洋研究開発機構),伊藤昭彦(国立環 境研究所,海洋研究開発機構)

Hajima T. (JAMSTEC), Inoue T. (JAMSTEC), Ito A.(NIES, JAMSTEC)

#### 1. はじめに

パリ協定で定める厳しい温暖化目標を達成するため には、二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)に加え主要な温室効果ガスの一 つであるメタン(CH<sub>4</sub>)の排出管理も重要となる。長期温 暖化予測に用いられてきた地球システムモデル(Earth System Model, ESM)は長らく、CO<sub>2</sub>に関する過程の充実 が図られてきたが、CH<sub>4</sub>の動態の扱いは未だ不完全で ある。特に、湿地メタン放出と気候変動とのフィード バック関係が近年示唆されているが、温暖化予測等で 用いる温室効果ガスシナリオ等にはその効果が考慮さ れていない。本研究では、地球システムモデル MIROC-ES2 に陸域メタン放出スキームを組み込んだ 陸域生態系モデル VISIT を結合し、気候-メタン放出 フィードバックを調査するための過去再現実験および 感度実験等を実施した。

#### 2. モデルおよび結果

用いた地球システムモデルは MIROC-ES2 (Hajima et al., in prep.)をベースとしたものである。本モデルは大気 海洋結合モデル MIROC5.2(大気 128x64x40, 海洋 360x256x62)を核に、陸域生態系モデル VISIT および海 洋生態系・物質循環モデル OECO を結合したものであ る。本研究では主として陸域からの湿地メタン放出ー 気候フィードバックと陸域メタン放出量変化の診断を 主たる目的とした。

陸域のメタン放出速度を決めるスキームは Walter and Heimann (2000)に基づいており、地下水位面以下の 嫌気環境にある土壤層でのメタン生成速度が求まる。 土壌層間の拡散移動を解くとともに、地下水位面以上 では酸化による一部消失が生じる。また、大気へのメ タン放出過程は、土壌表面からの拡散、植物を介した 放出、突発的放出の三経路を扱っている。放出量の診 断では、陸面グリッドにおいて湿地が占める面積割合 を仮定(陸面物理モデルによって診断される飽和面積を 使用)した。

図1は湿地CH4生成放出スキームを導入した地球シ ステムモデルによる、年間の湿地CH4放出量の空間分 布である(産業革命以前の定常状態)。Saunois et al. (2016) のマルチモデル(陸面モデル単体に湿地CH4放出スキー ムを導入したモデル)の計算結果と比較すると、湿地が 広がる 60 度以北のユーラシア大陸および北米に強い CH4 放出源が再現されていることが確認できるととも に、南米および東南アジアにも放出源が示された。初 期計算結果では、産業革命以前の状態で約 200 Tg yr-1 と、既存研究(Saunois et al., 2016)で示される 185 Tg yr-1 (2003-2012 年; ボトムアップ推定)および 167 Tg yr-1(同 年平均; トップダウン推定)と比較してやや過大評価で あることが判明したため、パラメータ調整等により修 正を行った。さらに、本モデルを用いた CMIP6 実験規 約に基づく過去再現実験の結果について発表を行う予 定である。



図 1 湿地 CH4 生成放出スキームを導入した地球システムモデルによる CH4 排出速度(mg CH4 m<sup>2</sup> day<sup>-1</sup>:気候値)。

#### 3. 参考文献

- Walter and Heimann, 2000, Global Biogeochemical Cycles, 14(3), 745-765.
- [2] Saunois et al., 2016, Earth System Science Data, doi:10.5194/essd-2016-25

# 大会第4日 午前

# JPCZ に伴う日本海沿岸の降水持続性に与える長白山系の力学効果

\*篠田裕太, 川村隆一, 川野哲也 (九大院・理), 清水宏幸 (気象庁)

#### 1. はじめに

2018年度気象学会春季大会([1] 篠田ほか,2018) では、日本海沿岸部に豪雪災害をもたらすことで知 られる日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ: Japan Sea polar air mass convergence zone) ([2] Asai, 1988) の形成を促す総観場の特徴から JPCZ をタイプ分 けした。強い北西季節風時に発生した Type1 のう ち、日本東海上に低圧部がみられる Type1A に比 べて、北海道西方に低圧部がみられる Type1B が 北陸地方により多量の降水をもたらしていた。ま た、長白山系の障壁効果を除去する標高改変実験で は、JPCZ がほとんど形成されずに日本海側沿岸 部の降水量が増加した。その原因の一つとして、 JPCZ システム内への水蒸気収束が消失すること で、日本海からの水蒸気が沿岸地域に多量に流入す ることを指摘した。本発表では、昨春の発表の続報 として、ダウンスケールした数値実験ならびに沿岸 部降水の持続性に与える長白山系の役割について検 証を行った結果を報告する。

#### <u>2. 使用データおよびモデル設定</u>

本研究では、第一報で使用した 15 冬季 (2000-2014 年) の長期積分 ([1] 再現実験: CTL run と 標高改変実験: MOD run) に加えて、日本海沿岸部 に多量の降水をもたらす Type1B の全 6 事例につ いてダウンスケールした数値実験を行った。領域気 象モデル WRF ver.3.9.1 を用いて、計算領域の水 平解像度は 10 km、5 km、2.5 km とし、初期値・ 境界値の作成には NCEP FNL および NOAA OISST を用いた。初期時刻を JPCZ として抽出 した時刻の5日前とし、6日間の時間積分を行っ た。また、山岳標高改変実験も併せて行った。

#### 3. 結果と考察 3.1 沿岸部降水の継続性

図1はType1において多量な降水がみられる沿岸部の領域で平均した3時間降水量の時系列図である。Type1AではJPCZ卓越時の前後24時間を通して、CTL runよりもMOD runの降水量が多いことを確認した。一方、Type1BではJPCZの水平風収束のピーク以後には、CTL runでより多量の降水がもたらされていることが分かった。これは、Type1Bのような極端な降水をもたらすJPCZの場合、長白山系を除去した際の日本海側沿岸部の降水量増加が必ずしも常に成り立たないことを示しており、長白山系が沿岸部の降水の持続に寄与している可能性がある。

図 2 は海面更正気圧差のコンポジット図である。 Type1B をみると、 長白山系は JPCZ 領域のみの 気圧変化 (Type1A) とは異なり、日本東海上を含む 広域に影響を及ぼしている。この結果は、日本周辺 海域の擾乱活動の変調を示唆している。

#### 3.2 Type1B についてのダウンスケール実験

高解像度の再現実験と標高改変実験の結果においても、長白山系を除去すると図1(b)の降水特性がおおむね確認できた(図略)。一方で、JPCZの発生した時間帯に活発な降水域が局在化し、 MOD run と比較して CTL run でより多量の降水がもたらされ

#### ている地域もみられた。

MOD run では、日本海での擾乱活動の不活発化 が確認できた。具体的には山岳風下の JPCZ 領域 で発生・通過するメソ擾乱、日本海低気圧の発達が 抑制される事例がみられた。この結果は、長白山系 が日本海の低気圧活動の活発化を生じさせるという 先行研究([3] Shimizu et al.,2017)と整合的である。 さらに、南岸低気圧の発達への影響を示唆する事例 もみられ、長白山系は JPCZ 領域のみならず、日本 海や黒潮上の擾乱にまで変調をもたらすことで、日 本海上の水蒸気輸送ならびに沿岸部降水の複雑化が 生じていると考えられる。

#### <u>4. まとめ</u>

日本海側沿岸部に多量の降水をもたらす Type1B では、長白山系が沿岸部の降水の持続に寄与してい ることが示唆された。主因の一つは、長白山系が JPCZ 領域のみならず、日本東海上を含む広範囲の 擾乱活動の活性化を生じさせていることが挙げられ る。Type1B の全6事例についてダウンスケールし た実験から長白山系が擾乱活動に与える影響につい ての詳細な結果を学会当日に示す予定である。



図 1. CTL run (水色棒グラフ) と MOD run (黒色棒グラ フ) における沿岸部領域で平均した 3 時間降水量のコン ポジット時系列図。赤色破線の時間帯は第一報で抽出し た JPCZ が発生した 12 時間を示している。 (a)Type1A、(b)Type1B。



図 2. 再現実験 (CTL) と標高改変実験 (MOD) によっ て得られた JPCZ 発生時における海面更正気圧差のコン ポジット図。(a)Type1A、(b)Type1B。

 今々文献
 [1] 篠田(玉か. 2018: 日本気象学会 2018 年度春季大会予稿集, B103
 [2] Asai, T., *Tenki*, 35, 151-161, 1988.
 [3] Shimizu, H., Kawamura, R., and Kawano, T., *Advances in Meteorology*, 2017, Article ID 6216032, 2017.

## 南岸低気圧による首都圏降雪時の降雪結晶の特性と環境場の関係

#### 荒木健太郎(気象庁気象研究所)

#### 1. はじめに

首都圏では冬季に南岸低気圧に伴い降雪がもたら されるが、その降雪結晶の特性は観測例が少なく理 解が進んでいない.降雪結晶は種類によっては表層 雪崩発生の原因になることがあり、降雪現象の実態 解明をする上でもその特性や環境場を理解すること は重要である.本研究では、南岸低気圧による降雪 時の降雪結晶の特性とその環境場の関係を明らかに することを目的に、気象研究所(茨城県つくば市) における 2016~2019 年冬季の降雪結晶観測データ をもとに解析を行った.

#### 2. 降雪結晶の特性

2016~2019年冬季の南岸低気圧に伴う降雪事例(9 事例)において、つくばで降雪結晶の撮影を時間連 続的に行い、撮影した画像から1時間毎に観測され た雪結晶を分類した(全76時間).分類は成長環境 場を考慮し、樹枝状(複合板状含む)、角板状、交差 角板状、砲弾状、角柱状(鼓状含む)、針状、雲粒付、 霰、その他(凍雨など)の9種類とした.

その結果,頻度の高いものから樹枝状(86%),雲 粒付(76%),角柱状(50%)などの降雪結晶が観 測された(図1).他の結晶についても20~30%の 頻度で見られた.しかし個々の事例を確認すると, 交差角板状と砲弾状は概ね同時に観測されているも のの,全く観測されない事例が半数ほどあった.そ こで,これらの観測の有無で低気圧A(4事例37時 間)・B(5事例39時間)に分類したところ,Aでは 角柱状・樹枝状・交差角板状・雲粒付がいずれも頻 度60%以上に対し,Bではほとんどが樹枝状・雲粒 付であり,他の結晶は少ないという特徴がみられた.

#### 3. 降雪結晶と低気圧・降雪環境場との関係

分類した低気圧 A・B がどのようなものかを気象 庁地上天気図で確認したところ、A は前線を伴う温 帯低気圧(降雪終了直後に温帯低気圧として解析さ れた1事例含む),Bは前線を伴わない低気圧と、明 瞭な違いがあることがわかった。

これらの低気圧における降雪結晶特性とその環境 場を把握するため、ひまわり8号赤外(B13,2.5分 毎)データから、つくばを中心とした約22km四方 で領域平均した前1時間平均の雲頂温度を1時間毎 に求めた.その結果、低気圧毎に平均した雲頂温度 は、低気圧Aでは-30.4℃,Bでは-17.0℃で、有意 水準5%のt検定で有意な差が見られた.このこと は、温帯低気圧を主とする低気圧Aは背の高い雲構 造を持っており、前線構造を持たない低気圧Bは逆 に背の低い雲構造を持っていることを意味している. 交差角板状・砲弾状などの降雪結晶は-20℃以下の環 境で成長する低温型結晶と呼ばれ、表層雪崩の要因 にもなるが、上記の雲構造の違いによりこれらの降 雪結晶が低気圧Aでのみ観測されたと考えられる. 次に、気象庁局地解析(1時間毎)を用いて、低

気圧 A・B について上記と同じ領域で平均した気 温・水蒸気密度・水蒸気フラックス量の鉛直分布 を比較した. その結果, 低気圧 A では B に比べて 850~400 hPa で気温が 1~5℃ほど高く、これは 有意水準 5%の t 検定でも有意な差だった(図 2). 水蒸気密度は低気圧 A のほうが B に比べて 850 hPa より上空で最大 0.7 g m<sup>-3</sup> ほど有意に大きく (図略),水蒸気フラックス量も下層から上層まで 最大 20 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ほど有意に大きかった. このこと は、低気圧AではBに比べて境界層よりも上空で の暖気移流が強く、かつ下層から上層まで水蒸気 供給の盛んな環境であることを意味している. こ れは、温帯低気圧に伴う前線・気流構造を持つ低 気圧 A における, 温暖コンベヤーベルト等の影響 であることが示唆され、このような高温高湿な環 境で針状の降雪結晶が多く成長したと考えられる.

本研究では、南岸低気圧による首都圏の降雪に ついて、低気圧が前線を伴う温帯低気圧かどうか の違いで降雪結晶の特性が異なるということが明 らかになった. 今後、シチズンサイエンス(市民 参加型の手法)による降雪結晶観測データを用い て、低気圧中心位置に対して空間的にどのような 降雪結晶の特性があるのかを調べる予定である.







図2 つくばにおける降雪時の(a)気温,(b)水蒸気フ ラックス量の平均値の鉛直分布.各高度の横棒は最大 値・最小値を示す.▲は低気圧A,Bで有意に差がある ことを示す.

**謝辞** 本研究は文科省科研費「17K14394」により実施 したものです.

# 北陸平野部の大雪時の降雪粒子の特徴と雲物理過程 \*石坂雅昭(防災科研・客員),本吉弘岐(防災科研・雪氷),山下克也(防災科研・ 雪氷),中井専人(防災科研・雪氷),山口悟(防災科研・雪氷),橋本明弘(気象研)

#### 1. はじめに

日本海側の大雪は、上層寒冷渦あるいは寒冷トラフ の日本海域上の通過が必要条件[1]であるが、十分条件 ではなく、常に大雪になる訳ではない.ここでは、必 要条件の一つ上層寒冷渦下で生じた大雪事例から強い 降雪の条件(雲物理過程)を探る.

#### 観測・解析対象

事例は2018年2月5日前後のもの.解析は防災科研 雪氷防災研究センター(SIRC,長岡市)で行われた地 上気象及び降雪粒子観測を基にした.降雪の種類につ いては主要降雪粒子を粒径と落下速度で表現する CMF[2]を用いた.また,気象庁の輪島高層観測やレー ダー観測データ,同メソ数値予報モデルMSM,これに ネスティングしたJMA-NHM 数値実験等の結果を検討 に用いた.

#### 3. 結果と考察

対象期間中,降雪は筋状降雪(以下 T)から強い降 雪(以下 HS)に変遷した(図1).降雪の落下速度は T では大きく変動, HS ではほぼ一定となったが(図1), それは主要降雪粒子が T で霰が多く, HS では主に小さ い割に速度の大きい粒子(霰状雪)とその雪片であっ たことによる(図2).降雪強度(5分間降水量)は粒 子の空間数密度と連動し(図1),両者は T, HS とも ほぼ比例関係(図3)であった.強い降雪時の数密度 は 10個/1(5分平均)を超えているが,これは併合・拡 散後の地上での値であり,雲内生成時はそれより1オ ーダー以上大きいことが推定される.なお, HS 期間の 強い降雪は海上の JPCZ が到達する福井平野から北陸 沿岸に沿うように襲来する雪雲によってもたらされて いた(図4). その降雪雲は MSM で計算される下層 (850hPa)の水平風収束線とほぼ一致していた(図4).

#### 4. 結語

強い降雪(大雪)になるかは,降雪粒子の空間数密 度に支配されていた.また,それを担う小粒子は主に 霰状雪で,構成雪結晶には低温型の雪も確認されてい る[3].これらを考慮すると,大雪の雲物理的条件とし て,雲内低温域での多量の氷晶生成が考えられ,環境 場も合わせると「下層の収束→湿潤大気の上昇→低温 環境(本事例の場合;日本海上の寒冷渦起因:必要条 件の一つ)への湿潤空気の流入→多量の氷晶形成・成 長」という過程が推定される.検証は今後の課題であ る.

#### 参考文献

[1] 二宮, 2008, 日本海の気象と降雪, 成山堂, pp190.
 [2] Ishizaka et al., 2013, J. Meteor. Soc. Japan, 91,747-762.
 [3] 本吉ほか, 2019, 雪氷北信越, 39(印刷中).



図4 大雪時のレーダー画像(左)と MSM による 850hPa の風・気温(右). 白点線は収束域.

Cバンド二重偏波レーダーを用いた降水粒子判別手法の開発と評価 \*梅原章仁 (気象研究所・気象庁観測部),小池哲司 (大阪管区気象台), 山本健太郎,南雲信宏,山内洋 (気象庁観測部)

#### 1. <u>はじめに</u>

気象庁は、2016年に初めての現業用固体素子 C バン ドニ重偏波レーダーを空港気象ドップラーレーダー (DRAW)として導入し、2019年までに4基の同型レーダ ーの運用を開始した(関西、羽田、成田、那覇の各空港). これら二重偏波レーダーの高度な業務利用に向け、降水 粒子判別手法を開発し、その精度評価を実施した.

#### 2. <u>降水粒子判別手法</u>

開発した手法は、ベイズの定理に基づき、尤度関数と 事前確率の積から、事後確率を最大とする降水粒子種別 を推定するものである.入力には、7 つのパラメータ Zhh、 Zdr、phv、Kdp、S(Ψdp)、S(Zdr)、S(phv)を用いる(S(X)は Xの中央絶対偏差の意).尤度関数は、上記7つのパラメ ータを要素とした 7 次元データにクラスタ解析を適用して 17 の群に分け、それらをカーネル密度推定することで作 成した[1].事前確率分布は、0°C面高度からの相対高度 に対する各降水種の生じ易さとして表現した.0°C面高度 は、二重偏波レーダーで推定した融解層高度と気象庁メ ソ数値予報結果を用いて求めた.図1 に判別例として、 2018年8月27日19時40頃、東京都杉並区・練馬区に ダウンバーストをもたらした積乱雲への適用結果を示す.



図 1:2018 年 8 月 27 日 19 時 40 時の成田 DRAW 仰角 5.1 度 PPI 観測による降水粒子判別結果. 軸単位はkm.

#### 3. <u>精度評価</u>

判別される降水粒子の内,特に業務利用上の重要性 が高い,霰・雹,湿雪について,以下の方法で評価した.

#### 3.1 霰・雹と判別された粒子の評価

2017年4月~2018年5月までの羽田・成田 DRAWの 粒子判別結果を防災科学技術研究所が運用する Lightning Mapping Array (LMA)から求めた発雷開始点と の比較により評価した.結果,LMAの発雷開始点(計 15296点)の平均92%が,霰もしくは雹と判別された点か ら半径5km以内に存在していた.

#### 3.2 湿雪と判別された粒子の評価

成田 DRAW の粒子判別結果と高層気象台(館野)のゾ ンデデータ(計 193 観測)との比較(図 2)により評価した. 結果,粒子判別結果から求めた融解層の上端高度 (ML\_top)・下端高度(ML\_bottom)が,それぞれゾンデデ ータから求めた各高度に良く対応していた.

#### 4. <u>まとめ</u>

ベイズ分類に基づく降水粒子判別手法を開発した.17 の判別種の内, 霰・雹, 湿雪について評価を行い, 尤もら しいことを確認した.残りの降水種別について, 引き続き 手法を検討の上, 評価を進めたい.



図 2: ゾンデから特定された融解層高度と粒子判別結果から推定された融解層高度の比較(2017年1月~2018年11月).

#### <u>参考文献</u>

[1] 梅原章仁, 坂梨貴紀, 小池哲司, 梶原佑介, 山内洋, 塚本尚樹, 「二重偏波 DRAW による降水強度推定・種別 判別技術の開発」, 日本気象学会 2017 年度春季大会

#### <u>謝辞</u>

防災科学技術研究所の LMA データを霰・雹の評価に利 用させていただきました. ここに記して謝意を表します.

#### 二重偏波レーダーによる降水粒子判別結果と雷活動の関係

\*林 修吾,梅原章仁(気象研究所),南雲信宏(気象庁)

#### 1. はじめに(目的)

本研究では、気象庁LIDENによる雷観測および羽 田・成田空港の二重偏波空港気象ドップラーレー ダー(DRAW)による積乱雲の観測を用いて、雷雲 が持つ特徴をレーダー観測で把握することを目的 とする. 偏波レーダー情報を用いて雷雲の特性を 把握することは、雷の直前予測に利用可能な新た な知見を提供し、航空機を含む交通機関の被害の 低減に資すると考えられる.

#### 2. 対象事例の概要

2017夏から2018春にかけて,成田または羽田二 重偏波DRAW観測範囲において,雷雲の発生から消 滅までをとらえることが出来た事例を主観的に抽 出した.選ばれた夏の6事例および春の2事例(う ち2018年5月10日の事例は林ほか(2019春学会)で 紹介した正極性落雷が支配的な事例と同じ)を表 1に示す.レーダーの観測範囲内で盛衰する雷雲の みを抽出したことから,この8事例は孤立した熱雷 または小規模な上空トラフの通過に伴う熱的界雷 であった.総観規模の前線や台風に伴うような広 領域で移動する雷活動は含まれていない.

#### 3. 羽田・成田レーダーによる粒子判別と雷活動

対象事例の二重偏波DRAW観測に梅原ほか(2017 春学会)による粒子判別手法を適用し,その粒子カ テゴリ別体積の時間変化とLIDENによる対地放電 数(CG)の時間変化を調査した.図1に2017年9月25 日の例を示す.それぞれCGとの相関係数は,霰が 0.84, 雹が0.71, 乾雪(強)が0.78, 大水滴が0.71 であった. Deierling et al. (2008)などで指摘さ れた雷雲内の霰体積とCG活動の関係が,本事例で も現れている.

同様に他の事例での霰カテゴリの体積とCGおよ びIC活動の相関係数を表1に示す.ここには示さな いが,ほとんどの事例で霰カテゴリが他の粒子カ テゴリと比べCG活動との相関が最も高かった.た だし事例によって相関係数の大きさは異なり,そ れぞれの事例の雷雲内の粒子分布の違いと雷活動 の関連について今後調査を進める.



CG 数と成田二重偏波 DRAW による粒子種別体積の時間変化

発雷した雷雲全域の合計値

(青:霰,茶:雹,緑:乾雪,黄:大水滴,赤:CG)

時刻	対地放電 CG	うち正極性 CG+	雲間放電 IC	霰体積とCG 相関係数	霰体積とIC 相関係数	空港 レーダ		
2017/07/16 08-11UTC	647	96	1803	0.61	0.81	羽田		
2017/07/18 03-11UTC	4959	663	21048	0.67	0.57	羽田		
2017/08/01 03-11UTC	541	94	2680	0.51	0.40	羽田		
2017/08/22 07-11UTC	1534	178	3706	0.78	0.73	成田		
2017/08/30 04-07UTC	147	39	942	0.95	0.91	羽田		
2017/09/25 04-15UTC	2292	163	4737	0.84	0.68	成田		
2018/03/24 09-17UTC	1209	156	1788	0.79	0.75	成田		
2018/05/10 00-05UTC	90	51	203	0.62	0.83	羽田		

#### 表1. 対象事例のLIDEN検知数と霰体積の相関係数 (最下行の事例は2019春学会で既に報告した事例)

## フェーズドアレイ気象レーダーで観測された孤立積乱雲内の 降水コアと雷放電との時空間比較

\*諸田雪江<sup>12</sup>,坪木和久<sup>2</sup>,佐藤晋介<sup>1</sup>,中川勝広<sup>1</sup>,牛尾知雄<sup>3</sup>,菊池博史<sup>4</sup> (1:情報通信研究機構,2:名古屋大学宇宙地球環境研究所,3:首都大学東京,4: 電気通信大学)

#### 1. はじめに

夏季に急発達する積乱雲は、雷放電をしばしば伴う。 雷放電には雲内の霰の存在が大きく影響していること は、着氷電荷分離機構 (Takahashi 1978) によって示さ れており、雷雲をレーダーで観測した際に粒子サイズ が比較的大きな霰や雹が多く存在する領域は強い反射 強度を示す降水コアとして識別することができる。し かし、従来のレーダーでは降水コアの三次元的な構造 の時間変化を追跡することは困難だった。本研究では、 時空間解像度の高いフェーズドアレイ気象レーダー (PAWR)を用いた降水コアの構造の時間変化と雷放電 の3次元的な分布を比較し、これらの詳細な関係につ いて調べた。

#### 2. 観測データ

PAWR は、大阪大学(大阪府吹田市)と NICT 未来 ICT 研究所(兵庫県神戸市)に設置されており、動径 方向に 100 m 間隔で約 100 仰角のデータを、方位角約 1.2°ごとに 30 秒間隔で得ることができる。解析には、 2 台のレーダーで観測された反射強度を Cressman 補正 により水平・鉛直格子解像度 250 m の直交座標系に変 換し、より大きい方の観測値を用いた。

雷放電から放射される LF 帯の電磁波を探知するセンサネットワークの Broadband Observation network for Lightning and Thunderstorm (BOLT)は、複数のセンサで 探知した対地雷と雲間雷の放射源を、到達時間差法を 用いて三次元空間内で標定する。本研究では近畿地方 に設置された 13 個のセンサを用いた。

#### 3. 降水コアと雷放電の分布

対象とした積乱雲は、2015年8月7日に兵庫県川西 市付近で1600 JST頃よりレーダーで観測され、1815 JSTには消滅した。反射強度40dBZ以上の3次元的に 連続した領域を降水セル、その内部の55dBZ以上の3 次元的に連続した領域を降水コアと定義する。降水セ ルは1621 JSTから104分間観測され、その中では、主 に8つの降水コアが解析された。このセル周辺では解 析期間中、対地雷が62、雲間雷が834観測された。雷 活動はセルが成熟した1648 JST以降に活発化しており、 特に、降水コアが3次元的に最も発達した後、衰退し ていく過程で放電開始点が次第に高くなる Lightning bubble (Ushio et al., 2003) が、16:50 – 17:05 JST に観測さ れた (図1a)。Lightning bubble が観測された時、周辺 では 1655 – 1700 JST のわずか 5 分間に 40 dBZ 高度は 10 km から 13 km まで上昇していた。また、放電開始点 周辺の反射強度は 55 dBZ から 40 dBZ へと次第に低く なる傾向が見られた。これは、図1bに示す降水コア② ③が衰退する時に、降水コア内でより大きな粒子は落 下し、より小さな粒子が上昇することで雷放電が発生 していることを示唆する。

#### 4. まとめ

2 台の PAWR を用いた 30 秒毎の観測により、これま で追跡が難しかった積乱雲内の降水コアの三次元的な 分布と、BOLT の雷三次元標定結果との比較を行った。 その結果、55 dBZ 以上の降水コアが衰退していく時に、 より低い反射強度領域が上昇し、その周辺で雷放電が 発生する現象が見られた。



図1 (a) PAWR で観測された降水セル内の反射強度最大値 と雷放電開始点(▲)の高度時間変化.(b) 降水セルと降水コ アの体積の時間変化. 解析期間は 1600 JST から 1815 JST.

## 2015 年台風第 15 号の内部コア域の微細構造

#### \*益子 渉, 嶋田宇大(気象研究所)

#### 1. はじめに

2015 年台風第 15 号は発達を続けながらほぼ最盛期に 八重山諸島を通過し(図1)、八重山諸島を中心に記録的 な暴風や突風をもたらした(気象研究所報道発表資料, 2015)。石垣島地方気象台では眼の壁雲の通過に伴い、日 本歴代8位となる71.0 m/sの最大瞬間風速が観測されて いる。八重山諸島は気象庁の地上観測点が高密度で展開 されており、また石垣島にはドップラーレーダーによる 観測も行われているため、これまでの研究では得ること ができなかった地表付近における台風の内部コア構造を 詳細に捉えることができたので報告する。

#### 2. 解析手法

台風中心は、ベストトラックでは 0.1 度単位で時間間 隔も粗いため、本研究では石垣島レーダーによる仰角 1.1 度の反射強度の値を用いて、Braun (2002, MWR)の方 法を応用して軸対称場の重心を求めることで算出した。 また、本研究では台風に内在する微細構造に着目するた め、台風の基本場からの気圧偏差を求めることを行った。 基本場は各観測点において、Holland (1980, MWR)の式(1) をもとに最低気圧が観測された前後 3 時間において作成 した。

 $P = Pc + \Delta P \cdot \exp(-A/r^{B}) \quad (1)$ 

ここで、Pc は1時間移動平均した気圧の最低値、r は台 風中心からの距離であるが今回は時間 t に置き換えてい る。そして、 $\Delta P$ 、A、Bについて最小2乗法を用いて求 め、基本場のプロファイルを算出した。

#### 3. 眼の内部構造

台風の眼のほぼ中心が通過した波照間島や西表島大原 の地上観測によって、眼の内部にも約10m/sの風速変動 や顕著な気圧の振動があることが示されている(2018年 秋季大会予稿集A310)。今回、台風中心が波照間島付近に 位置した17:30JST 起点として(図1)、前後1時間につい て台風の移動速度を考慮し、地上観測の時空間変換を行 った(図2)。その結果、台風循環とは別に、台風中心近 傍の前方・後方に直径約10kmの低気圧性循環を持った 渦が確認でき、気圧低下を伴っていることが分かる。台 風中心が西表島大原付近に存在した19:00JSTを中心とし た時空間解析でも同様な構造がみられ、また、衛星の可 視画像でも台風の眼の内部においてこれらの小渦の循環 に対応すると思われる雲パターンが見られていた(図略)。

#### 4. 眼の壁雲の微細構造

石垣島は壁雲の直下に長時間位置し、石垣島空港では、 多角形状の眼の壁雲の頂点付近における局所的に活発化 した対流域が通過するタイミングで、風速の増大や気圧 低下がみられ、約17分周期で振動していた(2018年秋 季大会予稿集 A310)。その南西約 10km に位置する石垣 島地方気象台では 10 秒間隔で気圧の瞬間値を観測して おり、その値をみると、最大瞬間風速が極端に強まった 時に風向の変化と顕著な気圧低下を伴っていることが分 かる(図4)。時間スケールは1分程度であり、マイクロ スケールの現象に伴うものであるといえる。西表島特別 地域観測所でも壁雲の影響下で突風率が2以上、かつ最 大瞬間風速50m/s以上の突風が観測され、顕著な気圧低 下を伴っていた。今後はこういったマイクロスケールの 現象を含めて、上空のドップラー速度場と地上観測を対 応させて壁雲付近の微細構造を明らかにしていく予定で ある。





図2. 時空間変換によって推定した17:30JST の台風の動きに相 対的な地上風の分布. 前後1時間の観測値を2分おきに表 示. カラーは気圧偏差、×は17:30JST の台風中心を示す.



図3. 石垣島地方気象台で観測された3秒平均風速(黒)、 風向(緑)、気圧偏差(赤)の時系列.

謝辞:本研究の一部は科学研究費助成事業・基盤研究B(18H01277)の助成による.

# 日本における台風に伴う竜巻発生環境場の特徴について

\*上田 有佑 (立正大・院)・渡来 靖 (立正大)

#### 1. はじめに

竜巻の発生において熱帯低気圧は主要な発生環境の1つ であり、日本における竜巻の約20%は台風に伴って発生す ることが指摘されている(Niino et al.1997). 竜巻は大きな 被害をもたらす大気現象でありながら、時空間スケールが 小さく、発生頻度が低いことから発生予測等については困 難を極めており、竜巻を伴った台風の構造の理解は必要不 可欠である. 竜巻の発生位置として多くは熱帯低気圧の北 東象限にて発生しやすい傾向があり、その要因として Storm-Relative environmental Helicity (以降, SReH)の 値が大きいことが関与していると指摘されている(McCAul 1991). また, Sueki and Niino(2016)では, 竜巻を伴った台 風と竜巻を伴わなかった台風の構造の違いについて SReH と CAPE の環境パラメータをもとに調査し、竜巻を伴った 台風のほうが SReH の値が大きく, 竜巻発生の環境パラメ -タとして有意であることを示した. CAPE についてはエ ントレインメントを考慮した CAPE (以降, E-CAPE) を 用いることで SReH と同じ傾向を示すことを明らかにした. これらの既往研究による台風に伴う竜巻の発生に適した環 境パラメータは台風に伴う竜巻の理解を深める上で重要で ある.しかしながら,理解を深める上での論点である台風 の影響下にある竜巻発生環境場についてより議論を行って いくにはスケールのより詳細な解析が求められる.

そこで本研究では、既往研究において台風に伴う竜巻の 発生に適した環境パラメータについてデータ解析を行い、 台風に伴う竜巻発生環境場の特徴を明らかにすることを目 的とする.

#### 2. 使用データおよび解析手法

使用したデータは、竜巻の情報データについては気象庁 の竜巻等の突風データベースを使用し、竜巻を伴った台風 の事例抽出はベストトラックデータ (気象庁)を用いた.事 例抽出については, Sueki and Niino(2016)の手法を参考に, 竜巻等の突風データベースより竜巻の発生時刻、発生位置 (緯度,経度)を抽出し、ベストトラックデータより事例ご とに対応する台風の特定を行った. 竜巻の発生時刻から台 風の位置を推定し、他の擾乱の影響を防ぐため台風の中心 から 550km 以内に発生しているか, または天気図による判 断により対象事例の抽出を行った.解析には気象庁 55 年長 期再解析(JRA-55)を気象庁現業メソ数値予報モデル (MSM)にてダウンスケーリングし、1時間毎に水平解像度 5km 格子にて公開されている JRA-55 領域ダウンスケーリ ング (以降, DSJRA-55) データセット(Kayaba et al. 2016) を用いて環境パラメータを算出し、台風に伴う竜巻発生環 境場の特徴を調べた.なお,沖合で発生した海上竜巻は見 逃しが多い(上田・渡来 2018)ことから対象地域は沖縄付 近を除いた北海道,本州,四国,九州とした.また,解析対 象期間は1991年1月から2012年12月とする.

#### <u>3. 結果および考察</u>

台風に伴う竜巻発生環境場の特徴として対象事例につい てDSJRA-55を用いて解析を試みたところ多くの事例にお いて既往研究の指摘通り、台風に伴う竜巻の北東象限にお いてSReHの値が大きい傾向が見られた.特に、2006年台 風13号に伴って宮崎県日南市、日向市、延岡市、大分県臼 杵市にて発生した4つの竜巻は傾向がより顕著に見られた. 事例の1つとして、4つの竜巻のうち最も被害をもたらし た延岡市の竜巻発生時のSReHの値を示したものを図1に 示す. Mashiko et al. (2009)は、数値シミュレーションにて 2006年台風 13 号に伴って発生した竜巻の発生メカニズム の再現に成功しており、アウターレインバンド内にミニス ーパーセルが形成され、それに伴い発生したと指摘してい る. したがって、解析結果より北東象限の SReH の値が大 きい要因としてアウターレインバンド内にミニスーパーセ ルが形成されていたことから SReH の値が大きく示された ということが考えられる.また、SReH の時間変化(図2) においても発生時間の12時間前後を調査した結果、竜巻発 生時間の4時間前後で大きくなることがわかった.



図 1. 延岡市の竜巻発生時における SReH(m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)



図 2. 2006 年台風 13 号に伴い発生した電巻の SReH の 時間変化

#### <u>4. 今後の課題</u>

今後は、解析を DSJRA-55 にて算出した SReH および台 風に伴う竜巻の発生環境パラメータとして有意である E-CAPE の算出も行い、発生環境パラメータおよびレインバ ンドについても考慮し、特徴を見出していく.

#### 謝辞

使用した DSJRA-55 のデータセットは, 文部科学省の委 託事業により開発・運用されているデータ統合解析シスム (DIAS)の下で, 収集・提供されたものである.

本研究を進めるにあたり,理化学研究所計算科学研究セ ンターの末木健太博士にはデータの提供および様々なご指 摘をいただきました.記して,厚くお礼申し上げます.
## 2019 年 5 月 26 日の北海道東部での高温の要因について

#### 加藤輝之(気象大学校)、前田修平(気象研)、新保明彦(気象庁気候情報課)

#### 1. 高温の概要

2019 年 5 月 26 日には北海道東部で、記録的な高温 が観測された。特に北海道佐呂間町では 39.5℃が観測 され、地点での通年極値(+2.7℃)、全国での 5 月極値 (+2.3℃)を更新した。800hPa までの高層観測でも、 札幌や釧路で 5 月としては極値を大幅に(2℃以上)更 新した。ただ、500hPa の気温では平年値より 2~3℃高 い程度であった。本研究では、この高温をもたらした 要因を下層大気に着目して調査した。

#### 2. 上空の高度場と下層温位との関係

45°N での上空 300hPa の高度偏差(図1上図)をみ ると、日本列島付近(140°E)では5月23日かけて弱 まりながらトラフが通過し、その後26日にかけてリッ ジ場になっていることがわかる。そのリッジ場に対応 して、下層850hPaの温位偏差(下図)は、北海道東部 で高温が観測された26日前後に非常に大きく(15℃超 に)なっている。また300hPa高度偏差(図中実線楕円) はほぼ一定の割合で増大している一方、850hPa温位偏 差の増大は23日の110°E付近で顕著であり、その数日 前に日本付近を通過したリッジ(図中の破線楕円)に 比べて、上空の高度偏差の増大に対する下層温位の昇 温が非常に大きいことがわかる。このことから、上空 リッジの発達だけでなく、110°E付近の下層大気での 高温化に何らかの要因があることが示唆される。

#### 3. 北海道東部での高温要因

110°E付近の下層大気に顕著な昇温が生じた領域は、 中国の華中平野部であり、その領域では22日から顕著 な等温位面の低下が見られた。特に23日には305K温 位面が~200mまで低下した。その要因を鉛直流と温位 の時間-気圧断面図(図2)から考察する。600hPaでは 310Kだった温位が5K昇温しているが、これは上空の リッジ通過・発達(図1上図)によるものである。一 方、900hPaではその倍に当たる10Kの昇温が生じてい る。この昇温は、平野部の西部に存在する1~2kmの 山岳からの下降流が要因であり、その下降流は10m/s 前後の北北西風で生じた山岳波による吹き下ろし(ド ライフェーン)である。

北海道東部での高温をもたらした華中平野部で生じ た暖気の北海道への移流が、23~26 日の平均場での 850hPa 水平温度移流から確認できた(図略)。この移 流の経過を 25 日と 26 日の 06UTC の朝鮮半島-北海道 間の温位の鉛直断面図(図3)から見てみる。山岳波 による低下した温位面は次第に上方に復元するが、25 日に朝鮮半島通過後、半島の山岳によるさらなる温位 面の低下が見られる(左図)。この低下は125℃付近で の850hPa温位偏差の極大に対応している(図1下図)。 その後も温位面は次第に上方に復元するが、北海道の 山岳で生じた吹き下ろしによって、26日に北海道東部 で記録的な高温が生じたと考えられる。このように上 空のリッジの通過・発達に加えて、3 領域でドライフ ェーンを経験した暖気が流入したことで記録的な高温 に繋がった。また、北海道東部では小雨で地表面が乾 燥していたことも一因であると考えられる。



図1 5月15日から29日の45°Nの300hPa高度偏差 (上図)と850hPa 温位偏差(下図)の東西 (30°E-170°W)-時間断面図.JRA-55から作成.



図 2 5月 20 日 18UTC から 24 日 18UTC の中国の華 中平野部 (38.2°N, 114°E) における鉛直流 (カラー) と温位(等値線)の時間-気圧断面図.気象庁全球 解析から作成.



図3 5月25日06UTC(左図)と26日06UTC(右図) の朝鮮半島-北海道間の温位の鉛直断面図.気象庁 全球解析から作成.

## 日本東海上を北上する台風の将来変化予測実験

\*金田幸恵<sup>1),2)</sup>・坪木和久<sup>1)</sup>・高藪出<sup>2)</sup> <sup>1)</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所、<sup>2)</sup>気象研究所

-322-

#### 1. はじめに

2016年の北日本に上陸した台風のように日本東海上 を北上する台風は、関東以北に甚大な災害をもたらす ことがある。日本付近では、21世紀末、台風の発達に 好都合とされる海面水温(SST)が26℃以上の海域が 北緯40度まで広がることから、将来、より強い台風が 北岸する可能性がある。金田・坪木(2018)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)」の水平解像度約60kmの気象研究所全球大 気モデル(AGCM60)実験の台風経路データから、将来、 北海道まで上陸しないまま日本東近海を北上する台風 に発達傾向及び北上速度の遅延傾向を見いだした。そ こで、日本付近を北上する台風及びそれらが日本に与 える影響をより精度よく予測するため、上記台風を対 象に、海洋1次元スラブモデルを結合した高解像度領 域モデルによるダウンスケール実験を実施した。

#### 2. 使用モデルと手法

金田・坪木(2018)で抽出された d4PDF の過去実験 (HPB) 98 例、及び4℃上昇実験(4K) 125 例すべて について、水平解像度は 0.04 度(4km 相当)の高解像 度雲解像モデル CReSS によるダウンスケール実験を 実施した。CReSS では海洋1次元スラブモデルで台風 による SST 低下の効果を考慮している。初期値・境界 値は、d4PDF の水平解像度 20km 非静力学大気モデル

(気象研究所地域気候モデル)実験による6時間毎の 出力結果を用いた。計算は、経路データにおいて台風 中心が北緯27度を越えた時刻から北緯46度を越える 時刻まで行った。

#### 3. 結果と議論

CReSS による計算が終了した HPB 実験 50 例、4K 実 験 50 例の台風について、平均的な強度特性を表1に示 す。まず、AGCM60 及び CReSS ともに HPB 実験と4K 実験の比較から最低中心気圧(MCP)の平均値に降下傾 向がみられる。ただし、HPB 実験における領域内の個々 の台風の MCP の下限値は、AGCM60 で 907hPa、CReSS で 922hPa と AGCM60 にやや過発達傾向がみられた。 また、HPB 実験から 4K 実験への平均 MCP の降下幅は、 AGCM60 の 10hPa に対して CReSS では 7hPa とやや小 さい。この傾向は、台風が強いほど海洋混合が大きい ことから、将来、台風がより強くなった場合、より大 きな SST 低下で台風の発達が抑制されるとする Huang et al. (2015)と整合的である。一方、AGCM60 において は統計的に有意であった最低中心気圧の緯度の北上傾 向は、CReSS ではみられなかった。また、CReSS によ ると、MCP が 940hPa 以下の強い台風の頻度は、HPB 実験から4K 実験で6例から16例と大幅に増加した(図 2)。水平解像度の粗いモデルでは台風の内部コア構造 を解像できず詳細な発達過程を再現することができな いため、台風の将来変化をより精度よく予測するには、 海洋応答の効果を考慮した高解像度モデルによる実験 を重ねる必要がある。



図1 全対象台風の経路(HPB: 左、4K:右)。●は中心気圧 910hPa以下(AGCM60)。黒枠は CReSSの計算領域。 表1 対象台風の平均最低中心気圧(MCP)、最低中心気圧の 緯度(LATmcp)(北緯30度—北緯46度間)。

	MCI	P(hPa)	LATmcp (度)			
	HPB	4K	HPB	4K		
AGCM60	955	945**	34	35*		
CReSS	957	950**	35	34		

HPB と 4K で t 検定 95%以上(\*\*)、90%以上(\*)の有意差



図2 強度別頻度分布(HPB:白棒、4K:黒棒)。(CReSS)。 参考文献:金田・坪木(2018)日本気象学会2018年度秋季大会予稿集 P105。Huang et al. (2015): doi:10.1038/ncomms8188 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 ムの支援及び住友財団の助成を受けた。

## 大規模アンサンブルデータで得られた台風発生環境場パターンの将来変化

筆保 弘徳 1•吉田 康平 2•吉田 龍二 3.4

1: 横浜国立大学, 2: 気象研究所, 3: CIRES UCB · 4: NOAA ESRL

#### <u>1. 目的</u>

地球温暖化による台風活動の変化については、多く の研究が行われている。例えば、Yoshida et al. (2017; Y17)は、海面水温上昇と内部変動の不確実性を適切に 評価できる高解像度全球大気モデルによる大規模アン サンブルデータセット d4PDF を解析して、海盆別の台 風発生数の将来変化とその不確実性を示した。しかし、 将来気候における北西太平洋の台風発生環境場パター ンがどう変化するかについて調べた研究はない。Fude yasu and Yoshida (2017; FY17)は、Ritchie and Holland (1999)が提案する台風発生環境場パターンに 注目して、定量的な診断手法 TGS を用いて、現在気候 における発生環境場と台風の特徴を調べた。そこで本 研究では、d4PDF と TGS を用いて、将来気候でどの ように台風発生環境場パターンが変わるか、その変化 で台風の特徴がどう変わるかを統計的に調べる。

#### <u>2. 手法</u>

本研究は d4PDF と TGS を用いる。d4PDF の現在 気候として 1951-2010 年の 60 年間 100 メンバー、将 来気候 (RCP8.5 の 21 世紀末を想定) として 60 年間 90 メンバーから、Y17 により検出された北西太平洋の 台風、現在気候で 180753 事例 (6000 年)、将来気候で 87746 事例 (5400 年)の台風発生環境場パターンを調 べる。台風発生環境場診断手法 TGS (Yoshida and Ishikawa 2013) は、5パターン(シアライン (S)、 東西風合流域 (C)、モンスーンジャイア (G)、偏東風 波動トラフ (E)、先行台風 (P))のスコアを算出し、 現在気候の 90 メンバー平均の最大・最小値を使って将 来気候のメンバーも規格化をして、最大のスコアをそ の台風の発生環境場として診断する。

#### 3. 結果

将来気候における北西太平洋の台風発生数は、現在 気候の約50%となるため(Y17)、発生環境場パターン の年発生割合に注目する(図)。現在気候の発生割合の 平均は、FY17とほぼ一致していた。現在気候と将来気 候の発生割合を比べると、それぞれのパターンで有意

( *t*検定で 95%以上) な差がみられた。将来気候では 現在気候と比べてパターンSの環境場で発生する台風 (S 台風と記す) と G 台風と E 台風が増加、C 台風と P 台風が減少する。将来気候の年発生割合は、現在気候 に比べて、メンバー間の幅は大きい。

パターン別の台風の特徴(6-11 月限定)を調べると、 現在気候での台風の特徴はFY17とほぼ同様であった。 例えば最盛期の強度でみると、P 台風は他のパターンの 台風と比べて平均的に強く、G 台風は弱い。将来気候 でも多くの特徴が現在気候と同じであったが、E 台風 だけは異なり、最盛期で他のパターンよりも強くなる 特徴の変化が現れた。

パターン別の台風の特徴を、現在気候と将来気候で 比較すると、ほとんどの特徴で有意な差の変化があっ た。将来気候での台風発生の平均位置は、北・東より になるが、E 台風と P 台風だけ北・西よりになる。全 てのタイプで将来気候の台風の最盛期強度は現在気候 よりも大きくなり、発達期の平均時間は短くなり、平 均発達率も高くなる。発達期の移動速度は将来気候の 多くの台風で速くなるが、E 台風と P 台風は遅くなる 傾向がみられた。

#### <u>4. 考察とまとめ</u>

本研究は、d4PDF と TGS を用いて、将来気候の台 風発生環境場パターンと台風の特徴を統計的に調べた。 将来気候における P 台風の発生割合の減少は、全体の 発生数の減少に起因する。E 台風は、将来気候で現在 気候に比べて平均的に西よりに発生するようになり、 他のパターンよりも強くなるという特徴が変わるのは 興味深い。



図:台風発生環境場タイプ別の年発生割合。P-が現在 気候、F-が将来気候。UCF はどのパターンもあてはま らない事例。 大規模アンサンブル実験結果を用いた台風季節予報の可能性調査② \*片山卓彦<sup>1</sup>,水島佳緒<sup>1</sup>,千葉丈太郎<sup>2</sup>,吉田康平<sup>3</sup>,宮川知己<sup>4</sup>,木本昌秀<sup>4</sup> (<sup>1</sup>㈱東京海上研究所,<sup>2</sup>気象庁,<sup>3</sup>気象研究所,<sup>4</sup>東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

台風はアジアを中心に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.当研究所では、年間の台風活動の季節予報 可能性について d4PDF 過去実験(以下, d4PDF という) [1]を用いた調査を行っている.

d4PDF は観測された SST 等の外部境界条件を与えた 各年 100 アンサンブルの大規模実験結果である.アン サンブル平均の台風と観測された台風を比較すること で,自然変動の影響が大きい台風のような現象につい ても外部境界条件に基づく予測可能性を調べることが できる.d4PDF を用いた昨年度の調査で,年間の「ACE」 の傾向に有意な予測可能性が認められたことを踏まえ, 今回は,より具体的なリスク情報である「日本への接 近数」の予測可能性について調査した.

#### 2. データおよび調査項目

台風データは、気象研にて d4PDF から抽出した台風 トラックデータ[2]と気象庁ベストトラックを利用した. なお、台風トラックデータは、観測の台風発生数と大 きな差異が生じないように閾値が設定されており、寿 命が短く、弱い台風の割合が多いという特徴がある. SLP、降水量、風などの環境場データは、観測(JRA55)・ d4PDF ともに月平均値を用い、SST は観測・d4PDF と もに COBE-SST2 を用いた.

調査項目である「接近数」は、気象庁の定義に合わ 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、d4PDF は台風トラックデータから該当の台風 を抽出、観測は気象庁 HP の数値を用いた.調査期間は ACE に関する前年度の研究と合わせて 1977 年から d4PDF の計算期間である 2011 年までとした.

#### 3. 結果

まず,観測の接近数と d4PDF アンサンブル平均の接 近数の年々変動を比較した結果,相関係数 0.47 と有意 な相関が認められた(図 1). このことから,接近数に は外部境界条件に基づく潜在的な予測可能性があると いうことができる.

この要因について、まず、観測と d4PDF の共通の要素である SST に着目して、接近数に SST を回帰させた結果、観測・d4PDF ともに中部太平洋域が正の回帰を示し、この海域の SST が接近数に寄与していることが認められた(図 2).

次に,循環場について d4PDF アンサンブル平均で接 近数が多かった5ヶ年(1990年,1991年,1994年,1997 年,2002年)平均の傾向を調べたところ,中部太平洋域 における活発な対流活動,北西太平洋の台風発生域で の下層の強い西風偏差,東西風の合流域(モンスーン トラフ)の東への延長といった特徴が見られ,これら は d4PDF でも再現できていた(図略).また,台風発 生位置に着目をすると,接近数が多い年においては, 観測・d4PDF とも北西太平洋の東寄りで台風が多く発 生している傾向が見られた(図略).

以上の結果から、中部太平洋域の高い SST 偏差を起 因とした循環の変化によって日本に向かいやすい北西 太平洋の東寄りで台風が多く発生し、また台風の経路 も亜熱帯高気圧の偏差に影響を受けることが、日本へ の接近数が多くなる要因と考えられる.このことは、 中部太平洋域の SST 偏差とそれに基づく大気循環の予 測が、接近数の年間傾向の予測に重要である可能性を 示している.



 1977
 1981
 1985
 1989
 1993
 1997
 2001
 2005
 2009

 図1<</td>
 観測と
 d4PDF
 アンサンブル平均の接近数の年々変動(個)



図 2 接近数の年々変動に回帰した SST および SLP (上段:観測,下段:d4PDF)

期間は 1977 年~2011 年. 台風発生数は年間個数, SST および SLP は 6~11 月平均値. Color は SST の回帰係数(K), 斜線はそのうち 95% 有意地点. Contour は SLP の回帰係数(hPa)(実線は正,破線は負の 回帰を表し,観測は 0.5, d4PDF は 1 刻み).

参考文献

-324-

- Mizuta., et al., 2017, Bulletin of American Meteorological Society, 98, 1383-1398.
- [2] Yoshida., et al., 2017, Geophysical Research Letters, 44, 9910-9917.
- [3] Wei Zhang et al., 2011, Journal of Climate, 25, 6510-6523.
- [4] Wu., et al., 2018, Journal of Climate, 31, 1725–1742.

## Characteristics of Tropical Cyclones in the Southwest Pacific \*Luteru Tauvale and Kazuhisa Tsuboki

Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University

#### 1. Introduction

Tropical Cyclones (TCs) bring a multitude of devastation to people and property as the come onshore. They represent a significant hazard to the Southwest Pacific (SWP) region and are reported as the most dangerous form of natural disaster in terms of economic loss (World Bank 2013). Comprehensive studies of TCs are essential for understanding how these storms behave in the region. However, documenting TCs in the SWP is a greater challenge due to the accessibility of reliable TC data. With the recently produced South Pacific Enhanced Archive of Tropical Cyclones (SPEArTC) dataset (Diamond et al. 2012), a long term study on TC characteristics would improve climatology understanding.

#### 2. Data

-TC Data from SPEArTC, from 1970-2017 for the SWP area (135E-120W, 5-35S).

- Extended Reconstructed Sea Surface Temperature archive, version 5 (ERSSTv5).

#### 3. Results

As shown in Fig.1, the annual number of TCs and TC days decreased over the study period, while the numbers of stronger TCs slightly increased, and stronger TC days increased. The highest annual lifetime-maximum intensity also increased. The highest annual maximum intensification rates did not change much over the study period, nor did ACE and PDI. The results show correlations between the highest annual lifetime-maximum intensity annual lifetime-maximum intensity annual lifetime-maximum intensity annual lifetime-maximum intensification rates did not change much over the study period, nor did ACE and PDI. The results show correlations between the highest annual lifetime-maximum intensity and average sea surface temperature (SST) variations, as well as correlations between TC days and average SST variations in the region.

#### 4. Conclusion

TC activity in the SWP is somewhat consistent with theoretical expectations of the change in TC activity under climate change, particularly in TC overall frequency and highest annual lifetime-maximum TC intensity. The SST may contribute to the uppermost TC intensity and fewer TC days.



Figure 1. Interannual variation in various metrics for TC activity during 1970 -2017. (a) Number of TCs, (b) number of weaker TCs (Cat 1-3), (c) number of stronger TCs (Cat 4-5), (d) highest annual lifetime-maximum TC intensity (e) average annual lifetime-maximum intensity, and (f) highest annual lifetime-maximum intensification rate. The blue line shows the linear trend, and the number in the top left corner is its slope.

#### References

- Diamond, H. J., A. M. Lorrey, K. R. Knapp, and D. H. Levinson, 2012: Development of an enhanced tropical cyclone tracks database for the southwest Pacific from1840 to 2010. *Int. J. Climatol.*, 32, 2240–2250.
- Tauvale L., and K. Tsuboki, 2019: Characteristics of tropical cyclones in the Southwest Pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 97, 711-731, doi:10.2151/jmsj.2019-042.
- World Bank, 2013: Acting on climate change and disaster risk for the Pacific. 16 pp.

## 大西洋の海面水温が台風発生環境場に及ぼす影響 \*新垣優治(高知地方気象台),伊藤耕介(琉球大学)

#### 1. はじめに

台風は年平均で約26.2 個発生しており、1951年以降、 多い年では39 個(1967年)、少ない年では14 個(2010 年)発生している。また、台風の年間発生数(1990-2011 年)を全海域で分けると、北西太平洋は約31%を占める ことから、北西太平洋の台風発生数の年々変動の理解 を深めることは重要である。先行研究ではインド洋が 暖かい場合にケルビン応答により発生数が減少するこ とを示している(Du et al. 2010)が、台風発生数は他 の地域からも影響を受けている可能性がある。そこで 本研究では、北西太平洋の台風発生数と相関の高い地 点を調べ、全球モデルを用いた感度実験によりその影 響を確認する。

#### 2. 使用データと実験設定

1958-2015 年を研究対象期間とし、台風発生数は気象 庁ベストトラック、7-9月(JAS) 平均気温は JRA55 を用 いた。影響を確認するための数値実験には惑星大気モ デル(DCPAM5)を使用し、地表面の状態を8月の平均場 に固定した。モデルの切断波数は21(5.625°間隔に相 当)、鉛直方向にはσ座標を用い、出力時間間隔は1日、 積分期間は10年間とした。海面水温の状態と放射強度 は8月の平均場に固定し、AMIPIIに準じている。大気 の初期条件として静止等温大気を用い、最初の1年間 は解析に使用しない。本研究の感度実験では、相関の 高い地点を基準点として、基準点を中心に海面水温を 変更することとし、下記の式で偏差を与えた。dlat, dlon は基準点からの緯度差・経度差を表している。

$$\Delta T = 5.0 \exp\left(-\left(dlat^2 + dlon^2\right) / \left(2.0 \times 5.625^\circ\right)^2\right)$$

#### 3. 結果

各年の北西太平洋における台風発生数と JAS 平均気 温の相関係数を計算したところ、インド洋のほか、大 西洋の地表面付近における気温が、負の相関を示すこ とが明らかとなった(図1)。大西洋での極値は10.0N, 35.0W(以後、基準点と呼ぶ),1000hPaに現れ、負の相 関係数は-0.50という高い値であった。

疑似相関であるかどうかを確認するため、標準実験 と基準点近傍の海面水温を上げる昇温実験を実施した ところ、昇温実験では、標準実験で再現されていたモンスーン西風が再現されず台風発生にとって不都合な 環境となっていることが確認された(図 2)。

昇温実験では、基準点近傍の下層に収束が見られて おり、その東側のケルビン応答が西太平洋まで伝わっ たため、北西太平洋のモンスーン西風を弱めたと考え られる。本研究は、低解像度モデルを用いているため、 現実の台風の発生数については議論できないが、大西 洋から北西太平洋で発生する台風に伝わる遠隔影響が 存在する可能性を示唆している。



図 1. 各年の北西太平洋の台風発生数と JAS 平均気 温(1000hPa)との相関係数。



図 2. 北西太平洋における大西洋昇温実験の σ= 0.86における東西風偏差(m/s)。(a)の赤枠の領域が(b) に該当する。

## 2018 年 7 月における北大西洋の SST が 北西太平洋の台風発生環境場に与える影響

\*石山尊浩・佐藤正樹(東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

2018 年の北西太平洋における台風は、発生数 が29個、日本への上陸数は5個など平年を上回 り、猛烈な強さになった台風に関しては7個と最 多記録を更新し、活動が活発であった(気象庁予 報部)。台風の活発期(6~11 月)であるほとんどの 期間で、ENSO のフェーズは Neutral であったが、 Pacific Meridional Mode(以下、PMM) (Chiang and Vimont 2004)は正偏差を示していた。また、 東部北西太平洋の SST も昇温していた。石山・佐 藤(日本気象学会 2019 年度春季大会)では、この PMM 領域(北緯 10~45 度、西経 110~180 度)と 東部北西太平洋(北緯 0~10 度、東経 140~180 度)の SST 昇温に着目し、NICAM を用いて感度 実験を行った。先行研究(e.g. Zhang et al. 2016, J. Climate)では、正の PMM は北西太平洋における 台風発生環境場を好都合にするとあるが、2018 年では PMM より東部北西太平洋の SST 昇温の 方が台風発生環境場を好都合にするのに重要で あることを示した。

近年の研究で北大西洋の SST も北西太平洋の 台風発生環境場に重要であるという研究(Zhang et al. 2017)があり、北大西洋の SST が昇温(降 温)すると北西太平洋の台風活動を抑制(活発)に すると報告されている。2018 年7月において北 西太平洋領域(北緯 5~30度、西経 0~70度)(以 下、NA-region)は負偏差を示していた(図1)。ま た、2018 年7月では北大西洋の SST 偏差の3極 構造が北太平洋高気圧を北偏させたという研究 も最近発表された(Liu et al. 2019, JMSJ)。北太平 洋高気圧は台風活動においても重要な要素であ る。

本研究では 2018 年 7 月に着目し、NA-region の負偏差が北西太平洋の台風発生環境場にどの ように影響するかを調べる。

#### 2. モデルと実験設定

上記の目的のために、非静力学モデル NICAM を用いて境界条件を7月に固定した Perpetual 実 験を行った。この実験を本研究ではコントロール 実験(以下、CTL 実験)とする。水平解像度は56km で、鉛直層数は38層とした。積分期間は66ヶ月 間で、解析には前半18ヶ月間を除いた48ヶ月間 を用いた。大気の初期値はJRA-55の2018年7 月1日00UTCを用いた。SSTのデータはNOAA OI Sea Surface Temperature V2の月平均データ を用いた。感度実験は2018年7月のSSTの内、 NA-region(図1に図示)を気候値に置き換えた NAclm 実験を行った。本要旨には結果を出して いないが、現実の台風を解析する際には、 IBTrACSのデータを使用する。

#### 3. 結果

図 2a は海面気圧の NAclm 実験と CTL 実験の 差分を示す。北西太平洋で正偏差を示しており、 CTL 実験の方が低圧になることを示す。図 2b は 平均 850hPa 東西風の NAclm 実験と CTL 実験の 差分を示す。インド洋から北西太平洋にかけて負 偏差を示しており、CTL 実験の方が西風は強い ことを示す。つまり、NA-region を昇温させると モンスーントラフが弱化し、2018 年の台風発生 環境場に不利に働くことがわかった。図 2c は平 均 OLR の差分を示している。インド洋から北西 太平洋にかけて正偏差を示しており、NAclm 実 験の方が対流は抑制されていることを示してい る。図 2d は 850hPa 東西風の標準偏差の差分で ある。北西太平洋領域において、負偏差を示して おり、NA-region が昇温するとモンスーントラフ の内部変動が抑制されていることを示唆する。

これらの原因をこれから NICAM や LBM など を用いて詳細に解析する。



図 1: 上図は CTL 実験、下図は NAclm 実験に使 用した海面水温分布を示す。黒枠は、NA-region を示す。



図 2: 図 2a は NAclm 実験と CTL 実験の 30 ヶ月 平均海面気圧の偏差。図 2b から図 2d まで、図 2a と同様、ただしそれぞれ、850hPa 東西風偏差、 OLR 偏差、850hPa 東西風標準偏差の偏差。

#### <謝辞>

本研究は、琉球大学伊藤耕介准教授に北大西洋 と北西太平洋の台風発生環境場に関する知見を 教えていただき、発展させたものである。

## 温低化に伴う Sandy(2012)の降水強化に及ぼすメキシコ湾流の影響

\*藤原圭太,川村隆一,川野哲也 (九大院・理)

#### <u>1. はじめに</u>

2012 年 10 月 29 日から 30 日かけてアメリカ北東部 の都市では、ハリケーン Sandy による深刻な浸水被害 が生じた.その主要因は高潮であると報告されている ([1] Blake et al. 2013) が、Sandy による降水の影響も無視 できない.29 日には、温低化に伴って Sandy 西縁域で降 水が活発化し、その強い降水域がアメリカ北東部にか かり続けていた (図 1).その期間降水量は 300 mm に 達し、浸水被害を助長したと考えられる.

また Sandy の温低化に関しては、上層トラフの影響 が重点的に調査されている (e.g., [2] Galarneau et al. 2013) が、メキシコ湾流からの熱・水蒸気供給の影響は 未解明である. そこで本研究では、温低化に伴って北 米東海岸に多量の降水をもたらした Sandy 西縁降水域 の発現について、Sandy とメキシコ湾流との大気海洋相 互作用の観点から調査するために、高解像度領域雲解 像モデルによる数値実験を実施した.

#### <u>2. 実験設定</u>

Sandy の数値実験には、雲解像モデル Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS; Tsuboki and Sakakibara 2002) を 使用した.計算領域は 44.84°W – 100°W, 5°N – 52.52°N, 水平解像度は 0.04°に設定し、積雲パラメタリゼーショ ンは使用していない、大気の初期値・境界値には気象庁 GSM,海面水温には NCEP OISST V2 を与えた.計算期 間は、2012 年 10 月 24 日 00 UTC – 31 日 12 UTC とした.

#### <u>3. 結果</u>

CReSS により再現された Sandy の経路および温低化 に伴う強度変化は、現実の特徴をよく捉えていた.また、29 日における西縁降水域の強化も全球衛星降水デ ータ (GSMaP) と良い対応が見られている (図略).

#### <u>3-1. Sandy 西縁域の前線構造</u>

ここでは、Sandy 西縁降水域が活発化する 29 日 00 UTC に注目する. Sandy 西縁域では凝結に伴う潜熱解放 が盛んであり (図 2a),前線構造が明瞭である.前線帯 の潜熱加熱は高度 1.5 km 付近に極大を持ち,前線西側 の高度 500 m では、低相当温位の空気が強潜熱加熱域 の直下に楔状に侵入している (図 2b). それ故、Sandy 西 縁域では相当温位の強い水平勾配が生じている (図 2c).

#### 3-2. 後方流跡線解析

前線形成の要因を詳細に調査するために,後方流跡 線解析を実施する.空気塊は,『①高度 500 m における 相当温位勾配の顕著な領域の西側約 20-40 km の範囲』 と『②Sandy 西縁降水域の高度 1.5 km における潜熱加 熱率が 30 K/h を超える領域』に配置した(図 2c).後方 流跡線解析の初期時刻は,10月 29日 00 UTC とした.

図 3 は後方流跡線解析の鳥瞰図である. 前線帯の空

-328-

気塊は、①の全てと②の約 32 %が高緯度から輸送され ている.①の空気塊はメキシコ湾流に重ならないため、 非常に寒冷かつ乾燥していた.②の高緯度起源の空気 塊は 60°W-65°W 付近で急激に西へと転向する.その とき、ちょうどメキシコ湾流上の大気境界層内を吹送 することで、多量の水蒸気供給による強い変質を受け、 湿潤になる.その後、Sandy本体の湿潤空気塊(②の約 48%)と一緒に①の空気塊に乗り上げることで、前線 帯での降水活動の強化に寄与することが示唆された.

#### <u>4. まとめ</u>

雲解像モデルを用いて, 温低化に伴う Sandy 西縁域 での降水強化の原因を大気海洋相互作用の観点から調 査した. Sandy 西縁域では明瞭な前線構造が現れており, 高緯度起源の寒冷な空気塊にメキシコ湾流から水蒸気 供給を受けた湿潤空気塊が乗り上げることで降水が強 化されたことが示唆された. 学会当日は, メキシコ湾 流の影響を明確に示すために, フラックス感度実験の 結果も併せて報告する.

参考文献 [1] Blake et al. (2013), Tech. Rep. AL182012.

[2] Galarneau et al. (2013), Mon. Weather Rev., 141, 4296-4321



図 1. GSMaPRNL v6 から得られた 1 時間降水量 (陰影) とハリケーン Sandy (2012) の経路. 図中の赤丸は、各時刻における Sandy の位置を表す. Sandy の位置情報には、National Hurricane Center の best track data を使用している.



図 2. (a) CReSS で計算された 2012 年 10 月 29 日 00 UTC での鉛直積算潜熱加熱率 (陰 影) と SLP(等値線). (b) (a)の青線での高度-経度断面図. 陰影は潜熱加熱率、等値線は相 当温位 (2 K 間隔)を示す. 赤線は高度 500 m, 緑線は高度 1.5 km を表す. (c) (a)の緑枠内 の高度 500 m における相当温位の水平勾配 (陰影)と水平風ベクトル. 赤丸は200空気塊の初期位置を表すが、①と200空気塊で初期高度が異 なることに注意.



## 北西太平洋における亜熱帯低気圧の性質を持つ台風 柳瀬 亘 (気象庁気象研究所)

#### 1. はじめに

中緯度付近で発生する台風は、水平温度勾配や上層 擾乱などの傾圧過程の影響を受ける場合がある。 McTagaart-Cowan et al. (2013)は台風・ハリケーンの発生 を分類し、全球では約 30%、北西太平洋でも約 21%が 傾圧過程の影響を受けていることを示した。台風と温 帯低気圧の性質を併せ持つ擾乱は「亜熱帯低気圧」と 呼ばれることがあり、藤田ほか(1995)は9 年間で 17 個 の台風が亜熱帯低気圧の候補となりうることを報告し た。分類の仕方によって幅はあるが、北西太平洋の台 風の1~2割は亜熱帯低気圧の性質を持つ可能性がある。

典型的な台風とも温帯低気圧とも異なる亜熱帯低気 圧は、現実大気における低気圧のバリエーションを把 握する上で興味深い対象である。また、典型的な台風 との違いを明らかにすることは、より正確な台風の解 析・予報を行う上で重要である。本発表では亜熱帯低 気圧の性質を持つ台風の事例について、総観場の特徴 と数値シミュレーションの結果を紹介する。

#### 2. 手法

気象庁では亜熱帯低気圧は分類されていないため、 McTagaart-Cowan et al. (2013)などの先行研究や、非軸対 称な雲パターンや上層擾乱の存在などの特徴から、亜 熱帯低気圧の性質を持つ台風の事例を集めた。

その中から構造の明瞭な事例を選び、JRA55 再解析 で総観場を解析した。また、台風と上層擾乱の相互作 用を表現できる 5000km×5000km の広い領域で、5km 解像度の気象庁非静力学モデルを利用して、台風の再 現性や構造を解析した。

#### 3. 台風 1212 号の事例解析

ここでは北畠(2013;秋季大会)が亜熱帯低気圧の性 質を持つ事例として紹介した台風 1212 号(T1212)につ いて示す。T1212 は 2012 年 8 月 6 日 12UTC に上層の 高渦位擾乱の近傍で発生した(図 1)。衛星画像では台風 中心の対流だけではなく東側に広い雲域を伴うマルチ スケール構造を持っていることがわかる(図 2 左)。

8月5日00UTCを初期値としたシミュレーションでは、T1212のマルチスケールな構造が再現されている(図2右)。後方流跡線解析を行ったところ(図3)、

東側の広い雲域は南からの暖湿な下層気塊が起源となっており、傾圧性が比較的に大きな場所で上昇している。一方で、より北側に起源を持つ下層気塊は、海面付近で熱供給を受けながら台風中心へと流れている。 このように温帯低気圧に似たプロセスと台風に似たプロセスが低気圧の内部の異なる構造において見られた。



図1 8月7日00UTCの350K 温位面の渦位(PVU; 暖 色系のシェード)・20/50 kg m<sup>2</sup>の可降水量(薄い)濃い 水色の透過シェード)・26.5℃の海面温度(緑線)。 JRA-55 再解析を使用。+印はT1212の位置。







図3 7日00UTC に置いた粒子(黒印)の24時間前(白 印)までの後方流跡線。粒子は台風中心の下層(丸) と雲域のある東側の上層(三角;上昇を伴う粒子のみ を抽出)に置いた。色は粒子の高度。シェードは高度 500mの温位。コンターは海面更正気圧。

## スペクトル型積雲対流スキームへの 浅い対流クロージャの適用

\*馬場雄也 (海洋研究開発機構)

#### 1. はじめに

粗い計算格子で解像できない積雲対流を計算する積 雲対流スキームは、内部に複数のサブパラメタリゼー ションを含む。エントレインメント率のパラメタリゼ ーションは、最も重要なサブパラメタリゼーションで あり、先のスペクトル型積雲対流スキーム(スペクト ルスキーム)の開発ではエントレインメント率の表現 を改良することで、大幅な性能向上を達成することが できた[1]。しかしながら、積雲対流の強さを決める対 流クロージャには、簡単のため深い対流クロージャの みを適用しており、性能向上が達成できたものの、ス キームを他の大気大循環モデルへ適用した場合の性能 向上や、その適用の妥当性については課題が残されて いた。そこで、本研究ではスペクトルスキームへの浅 い対流クロージャの適用[2]について検証を行った。

#### 2. 浅い対流クロージャおよび実験設定

スペクトルスキームは複数の雲タイプを内部で計算 するため、浅い対流クロージャを適用するためには、 一度全ての雲タイプの対流を計算してしまう必要があ る。その後、雲底からの大気フォーシングを見積もり、 浅い対流に対してはこのフォーシングの強さから雲底 フラックスを見積もる。深い対流に対しては、雲底高 度上部の対流有効エネルギーから雲底フラックスを見 積もる[2]。その後、対流クロージャを適用した浅い対 流・深い対流の雲タイプを足し合わせて、対流のバル ク特性を決定することができる。大気モデルには AFES version 4 を用いた[3]。水平解像度は T42 で鉛直層は 48 層である。実験設定は AMIP 実験に従った。積分時間 は1979年から10年間とした。スキームの違いによる 大気大循環の違いを検証するため、エマニエルスキー ム、浅い対流クロージャを適用しないスペクトルスキ ーム、適用したスペクトルスキームの3つの場合につ いて実験を実施した。

#### 3. 結果

気候場のエラーを再解析データと比較して計算した 結果、スペクトルスキームはエマニエルスキームより も気候場のエラーをほぼ全ての変数と緯度帯で改善す ることが分かった。浅い対流クロージャを適用した場 合、さらに気候場のエラーが低減されることが分かっ た。これは対流とハドレー循環の変化により、中高緯 度へエラー改善が伝播したためと考えられる。大気の 経年変動と季節内変動について検証した結果、ENSO に伴う降水の変動が改善し、対流結合赤道波・MJOの 再現性も向上していることが分かった。しかし、MJO については浅いクロージャの適用が無ければ十分な再 現性が得られなかった(図1)。MJOに伴う湿度変動を 解析した結果、浅い対流クロージャを適用すると、下 層の湿度変動が表現され、浅い対流からの深い対流へ の湿度供給量が増加し、MJOの再現性向上に寄与して いることが分かった。

#### 4. まとめ

スペクトルスキームへ浅い対流クロージャを適用す ると気候場だけでなく、経年変動・季節内変動の再現 性も向上した。これは浅い対流の強さがより正確に見 積もられるようになったことが原因と考えられる。





#### 参考文献

- [1] Baba, Y., 2019, Clim. Dyn., 52, 309-334.
- [2] Bechtold, P. et al., J. Atmos. Sci., 71, 734-753.
- [3] Kuwano-Yoshida, A., et al, *Quart. J. Roy. Meteoro. Soc.*, 136, 1583-1597.

## CMIP5 モデルの夏季東アジア現在気候再現性と降水量将来変化

## (その2)

#### 尾瀬 智昭(気象研究所)

#### 1. はじめに

春大会では、21世紀末の夏季東アジアの平均降水 量変化について、「CMIP5モデルの多数アンサンブル で見た場合、中国内陸部を除いて増加する予測にな っているが、夏季東アジアの現在気候再現性(上層 500hPa東西風および降水分布で評価)が高いモデル アンサンブルで見ると、月や地域によっては減少す る可能性がある」ことを報告した。後者の特徴は、 60 km MRI-AGCM 予測実験の結果とも共通する。

今回は、モデルの現在気候再現性によって、この ような降水量将来変化の差異が生じる理由について 調査した結果について、8月を例に発表する。

#### 2.実験データ

36 の CMIP5 の歴史実験から現在気候(1980-2004 年)とRCP8.5シナリオ実験から21世紀末(2075-2099 年)の25年間月平均値を解析した。

#### 3.結果

図1は、CMIP5 モデルの36アンサンブル平均の8 月700hPa 流線関数と鉛直流の将来変化を示す。

図2は、図1の流線関数将来変化の特徴がより強 く表れるモデルの現在気候再現性の特徴を表す。東 アジア上層の西風が強く、熱帯域の降水量が多い。

図3は、図1の将来変化の特徴がより強く表れる モデルの将来変化の特徴を表す。フィリピン付近に 下降流方向の将来変化が見られ、北西太平洋に負の 太平洋一日本(P-J)的なパターンが現れている。

まとめると、「熱帯降水量が多い現在気候を示すモ デルでは、温暖化時には、鉛直乾燥安定度の増加に よって上昇流が弱くなり、北西太平洋に負のPJパタ ーン的変化がより強く現れて、日本付近に降水量減 少傾向の変化を示す」と解釈できる。また、「熱帯降 水量が多い現在気候を示すモデルでは、応答として 東アジア上層の西風が強い現在気候を示す」ので、

「観測に比べて弱い上層西風を示す CMIP5 モデルの 多数アンサンブル平均では、日本付近に降水量減少 傾向は見られず、一様に増加する」と説明できる。



図1 全CMIP5モデル平均の8月700hPa流線関数の 将来変化(m<sup>2</sup>/s)。陰影は気圧座標系の鉛直流の将来 変化(hPa/h)で、薄い影は上昇流変化、濃い影は下 降流変化を表す。「C」は、低気圧性の循環を表す。



図2 図1の流線関数将来変化が強く表れるモデルの現在気候の特徴を相関係数で表す。等値線は200hPa東西風、陰影は降水量。等値線は90%、95%、98%、99%の統計的有意を意味する相関係数値。薄い(濃い)影は降水量多(少)が90%以上で有意。



図3 図1の流線関数偏差が強く表れるモデルの将 来変化の特徴を相関係数で表す。等値線は700hPa 流線関数との相関係数。薄い影は上昇流変化、濃い 影は下降流変化が90%以上で統計的有意なところ。 地域気候モデルによる予測結果から得られた 日降水量の統計分布パラメーターの将来変化

\*村田昭彦<sup>1</sup>, 渡邉俊一<sup>2</sup>, 佐々木秀孝<sup>1</sup>, 川瀬宏明<sup>1</sup>, 野坂真也<sup>1</sup>
 1: 気象研究所, 2: 気象業務支援センター

#### 1. はじめに

前回の発表(2018年度秋季大会 B363)では、気象庁 アメダスによる降水量データを用いて、日降水量の頻 度分布から台風の影響を受けているデータを除外する ことで結果の不確実性が低減することを示した。今回 は地域気候モデルによる再現・予測結果を使用し同様 の検証を行うと共に、得られた統計分布のパラメータ ーの将来変化を調べ、地域による違いを明らかにする。 少ないパラメーターで記述することによって、降水量 将来変化の地域性を単純化することが可能となる。

#### 2. データと解析方法

格子間隔5kmの非静力学地域気候モデル(NHRCM05) による、現在気候実験(1980~2000年)及び21世紀末 (2076~2096年)を想定した4メンバーのアンサンブ

ル将来気候実験(RCP8.5 シナリオ)で得られたデータ

(Murata et al., 2015, SOLA を参照)を使用した。

日降水量 *x* の頻度分布が以下のようなガンマ分布に 従うと仮定する。

$$f(x) = \frac{\left(\frac{x}{\theta}\right)^{k-1} \exp\left(-\frac{x}{\theta}\right)}{\theta \Gamma(k)}, \ x, k, \theta > 0$$

ここで、*Γ*はガンマ関数、*k*, θはパラメーターである。 現在・将来気候実験それぞれについて、これらのパラメ ーターをデータから積率法によって推定し、パラメー ターの現在から将来への変化を求める。

#### 3. 結果

まず、観測データではなく、地域気候モデルによる再 現・予測結果を用いた場合においても、前回と同様に台 風の影響を受けているデータを除外することで結果の 不確実性が低減することが分かった(図は省略)。そこ で、台風の影響を除いた降水量データを使用して議論 を進める。

ガンマ分布の二つのパラメーターは地域によって特 徴的な将来変化を示した。西日本日本海側と南西諸島 におけるパラメーター $k, \theta$ の変化(将来-現在)の散布 図を図1に示す(地域の分割方法は Murata et al., 2015 を参照)。二つの地域での結果を比較すると、西日本日 本海側ではkの変化が主体的、南西諸島では $\theta$ の変化 が主体的であることが分かる。

パラメーターk, θはそれぞれ形状、尺度パラメーター と呼ばれており、それらの変化はそれぞれ主に分布関 数の形、スケールを変える。実際、kの変化が主体的で あった西日本日本海側では、強雨が減り弱雨が増える 傾向にあった。一方、θの変化が主体的であった南西諸 島では、分布関数の形はあまり変わらず全体的に強雨 側にシフトした分布に変化していた。





図1 (a) 西日本日本海側、(b) 南西諸島における各月 (7~10 月) のパラメーターk, の変化 (将来-現在)の散布図。 積雪ペースメーカー実験による気候への影響評価 \*大沼友貴彦(東京大学生産技術研究所),芳村圭(東京大学生産技術研究所),新田友 子(東京大学生産技術研究所),建部洋晶(海洋研究開発機構),渡部雅浩(東京大学大

気海洋研究所)

#### 1. はじめに

地球上の積雪は、冷源(あるいは熱源)と淡水の貯 蔵庫としての役割を担っており、気候や水循環を考え る上で欠かせないものである. この積雪の水当量や被 覆面積は季節や経年で変化する. IPCC 第五次報告によ ると、地球温暖化の影響により、春から夏にかけての 積雪面積が20世紀を通して減少傾向にあると報告され ており、この経年変動は現在気候に影響を与え得る. そのため、積雪物理量の変化と気候への寄与を明らか にするために、多くの現地観測や気候モデルを用いた 研究が行われてきた.しかしながら、気候システムの 複雑さのため、大気-陸域の相互作用の中で陸域の積雪 物理量の変化のみが気候にどの程度の影響を及ぼすの かはまだ定量的に明らかになっていない点が多い.こ の問題は、近年の研究で、気候モデルの積雪物理量を 拘束した実験が解決手法の一つとして提案されている (van den Hurk et al., 2016; Henderson et al; 2018). そこで 本研究では、気候モデルの積雪量を拘束した気候実験 を行い、積雪物理量の変化が気温の時空間変化にどの 程度の影響を与えるのかを定量的に求めた.

#### 2. 手法

本研究では、積雪量を拘束するためにナッジング (Nudging) と呼ばれる手法を使用した.ナッジングは、 モデルの推定値と観測値の差に時定数を掛けた値を推 定値に加えることで、推定値を観測値へと近づける(拘 束する)手法である.このナッジングを行うスキーム を気候モデル MIROC6 (Tatebe et al., 2019)の積雪物理 量の計算過程に導入し、3つの気候実験 (High snow run, Low snow run and Control run)を実施した. High snow run は 1901-1930年、Low snow run は 1971-2000年まで の月別気候値の積雪量をそれぞれ用いた拘束実験で、

Control run は積雪量を拘束しない実験である.本研究 で拘束に用いた積雪量は,陸面過程モデル MATSIRO に全球気象再解析データ GSWP3-FD (van den Hurk et al., 2016)の気象データを与えて 1901-2000 年まで計算し た積雪量から用意した.ナッジングは1時間ごとに行 い,時定数は1週間とし,拘束した積雪量を反映して モデルが計算する積雪被覆率も修正されるようにした. 3 つの気候実験の初期値と境界条件は CMIP6 の気候実 験で使用されているものと同じデータを用い,水平解 像度は T85 (約 1.4x1.4 度),鉛直解像度 81 層 (Top: 0.004hPa)とした.計算期間は 1970-2000 年で初期値の 影響を取り除くために 1981-2000 年を解析期間とした.

#### 3. 結果と考察

High snow run と Low snow run の結果を比較したとこ ろ,両者の春 (MAM)の積雪被覆率の差と地表面気温 の差に有意な負の相関が北半球でみられ、特にアジア 地域でR = -0.88 (P < 0.01) と強い相関関係が示された. これは積雪被覆率の正の偏差によって地表面気温が低 下することを意味する. この気温低下のメカニズムを 調べたところ、短波放射収支量の変化が気温に主な影 響を与えていたことが分かった.これは先行研究で積 雪の気温への寄与として指摘されている Albedo feedback (Yasunari et al., 1991) によるものと考えられる. Low snow run と Control run の実験の比較でも同様の結 果が得られた.一方で積雪の比較的少ない北半球の夏 の季節 (JJA) では, 積雪被覆率の変化と気温の変化に 関係はみられなかった. しかしながら, 年間を通して 北半球の中緯度で積雪量が比較的多い High snow run で は、他の実験と比べて中緯度での気温の相対的な低下 がみられた.この気温低下メカニズムを調べたところ, High snow run と Low snow run の顕熱の差と地表面気温 の差に関係があり、例えばアジア地域ではR=0.65(P< 0.01) と有意な正の相関がみられた. 土壌温度と地表面 気温にも同様の関係がみられたことから、High snow run では中緯度地域で積雪を比較的多く与えられたこ とによって積雪の消失時期が遅くなり夏の土壌温度の 上昇が遅れ、地表面気温との温度差が大きくなったた めに地表に流入する顕熱が増加、地表面気温の低下に 影響した可能性がある.積雪物理量変化の気候への影 響についてさらなる研究が必要であるが、本研究では 日本の気候モデル MIROC6 による積雪拘束実験から積 雪物理量変化と気温変化の関係を定量的に求めること が新しくできるようになった.

## GPM DPR 観測と CMIP5 気候モデル予測の複合利用による 初夏日本付近の降水特性の将来変化推定:手法の妥当性について

\*横山千恵・高薮縁(東京大学 AORI)・荒川理(JAMSTEC)・尾瀬智昭(気象研究所)

1. はじめに

将来の雨の降り方の変化を知ることは重要だが、 現行の気候モデルだけでは詳細な降水特性まで予測 することは未だ難しい。Yokoyama et al. (2019)は、全 球降水観測(GPM)衛星搭載2周波降水レーダ(DPR) による降水の3次元観測と、第5次結合モデル相互 比較計画(CMIP5)の気候モデルによる大規模場予 測とを組み合わせて用い、初夏(5-7月)の日本付 近の降水特性の将来変化を推定する手法を考案した。 この手法では、まず、GPM DPR が観測した雨域を 特性により3タイプに分類し、各タイプの降水を大 規模場と関係付けた参照テーブルを作成する。関係 付けは、Yokoyama et al. (2017)による物理的知見に基 づく。このテーブルを用い、CMIP5気候モデルの大 規模場から各タイプの降水特性を再構築し、降水特 性の将来変化を推定する。

横山他(2018 年春季・秋季大会)では、将来は各 地で雨の降り方が変化し、例えば、組織化降水の影 響域は現在より北まで拡大するという推定結果を報 告した。一方、上述の推定手法は、現在の降水-大規 模場関係が将来もある程度維持されるという仮定に 基づいており、その妥当性をさらに検討する必要が ある。今回はこの点に焦点を当てて発表する。

#### 2. データと解析方法

本研究では、2014-2017 年 5-7 月の GPM DPR 雨域 データベース、気象庁 55 年長期再解析、NOAA Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature を用い る。また、1980-2005 年(歴史実験)及び 2075-2100 年(RCP8.5 実験) 5-7 月の CMIP5 モデルの日々の大 規模環境場及び降水データを用いる。解析域は 120°E-180°、20-50°N である。

まず、雨域を面積と層状雨量比とによって3タイ プ(面積小・組織化・中緯度)に分類する。次に、 各タイプの雨域が観測された地点の日々の中層の大 規模鉛直流(ω500)と海面水温(SST)とを調べ、 この2つの大規模場の指標としたタイプ毎の平均降 水量分布を作成する。これを参照テーブルとして用 い、CMIP5モデルの各日のω500及びSSTから各タ イプ雨域の降水分布を再構築する。

手法の妥当性を調査するため、現在及び将来の大 規模場を詳細に解析する。また、大規模場で再構築 したタイプ別降水の総和を求め、大規模場との関係 の観点から、再構築総降水量を CMIP5 モデルが直接 計算した降水量と比較する。

#### 3. 結果と考察

まず、SST や ω500 について、降水の重要な要素 である熱的不安定度や対流圏水蒸気量と各々どう関 係しているか CMIP5 データで調査した。現在及び将 来における日々の SST と下層(1000-700 hPa)不安 定度の頻度分布を調査した結果、現在は両者の間に ほぼ線形の関係が見られ、同様の線形関係が将来で も確認された(図略)。また、ω500 で並べ替えた比 湿偏差プロファイルを調べた結果、現在・将来共に、 下降域(上昇域)で乾燥化(湿潤化)する関係が見 られた(図略)。つまり、ω500 が対流圏水蒸気量に 与える相対的効果は将来も現在と大きく変わらない。 但し、将来は乾燥域と湿潤域のコントラストが現在 より強まる等の違いも見られた。以上は、現在の降 水-大規模場関係が将来もある程度維持されるとい う仮定の妥当性を示している。

次に、SSTと降水量を関数とした頻度分布図を作成し、再構築総降水量をCMIP5モデルで直接計算された降水量と比較した(図1)。再構築降水(図1a)では、現在はSSTが26°C付近と7°C付近に頻度ピークが見られ、将来はいずれのピークも高SST域にシフトする。また、現在及び将来においてSSTが20°C付近で降水量の立ち上がりが見られる。これらの特徴は、CMIP5モデル降水で見られる特徴(図1b)と整合的であり、本手法による降水特性の将来変化推定がある程度妥当であることを裏付けている。



*SST(degC)*  **謝辞**:本研究は、東京大学の運営費による「水と気候の大 規模データ解析研究拠点」プロジェクト、JSPS科研費 JP19K21050、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進費 (2-1904)及びJAXA降水ミッションの支援を受けた。

#### 参考文献:

- Yokoyama, C., Y. N. Takayabu, O. Arakawa, and T. Ose, 2019: A study on future projections of precipitation characteristics around Japan in early summer combining GPM DPR observation and CMIP5 large-scale environments. *J. Climate*, in press.
- Yokoyama, C., Y. N. Takayabu, and T. Horinouchi, 2017: Precipitation characteristics over East Asia in early summer: Effects of the subtropical jet and lower-tropospheric convective instability. J. Climate, 30, 8127–8147.

## 気温上昇にともなう極端降水量の増加傾向の地域特性 \*野沢 徹,<sup>i</sup>林 克樹 (岡大院自然)

#### 1. はじめに

近年の急激な地球温暖化にともない,近い将来,大 規模災害を誘発するような極端な降水事例が頻発する と懸念されている.このような極端降水事例による降 水量が,地上気温の1℃上昇当たりに増加する割合(以 下,極端降水増加率と呼ぶ)は,極端降水をもたらす 物理的要因が大きく変化しないという仮定の下では, 大気下層における飽和水蒸気量の増加率(約7%/℃) と概ね一致すると考えられている.これに対して,観 測データから推計した極端降水増加率は7%/℃を大き く上回る事例も報告される[1]など,上述した仮説の妥 当性や極端降水増加率の地域的な特徴については,ま だ検討の余地がある.このような観点から,本研究で は,時間的・空間的に稠密なデータを持つ日本域を対 象として極端降水増加率を推計し,その特徴を調べた.

#### 2. 解析データおよび解析手法

解析には気象庁の地上観測所および AMeDAS で 観測された1時間値を使用した.国内観測点のうち, 1976~2016年の期間で少なくとも20年以上観測が継 続されている 803 地点を解析対象とした.先行研究 [1],[2]に倣い,1時間降水量を日平均気温によって 2℃間隔の温度ビンに分類し,非線形回帰分析により 極端降水増加率を求めた.各温度ビンにおける極端 降水量は,降水量の頻度分布を一般化パレート分布 で近似したときの 99 パーセンタイル値と定義した. なお,頻度分布の近似には上位25%のデータのみを 用い,データ数が 800 未満の温度ビンについては欠 損としている.

#### 3. 結果

極端降水増加率は、全観測点の約6割の地点で6 ~8%/Cを示し、その平均値は6.8%/Cであった.先 行研究[2]でも指摘されていたように、低緯度域では 8%/Cを越える地点が多く、高緯度ほど6%/Cを下回 る地点が増えるような、緯度に依存した傾向が見られ た(図1).一方で、北関東の平野部、長野、東日本の 太平洋沿岸部など、一部の地域では、緯度依存性とは 異なる、特徴的な極端降水増加率を示している.北関 東では周囲と比較して極端降水増加率が顕著に大きく、 特に群馬では 10 %/Cを越える地点が複数存在してい る.逆に、北関東と同緯度帯である長野では極端降水 増加率が小さく、他の内陸部ではほとんど見られない 6 %/Cを下回る地点も存在する.東日本の太平洋沿岸 域でも極端降水増加率が小さく、6 %/Cを下回る地点 は東北の太平洋沿岸域に集中している.

#### 4. 考察

極端降水増加率が緯度依存性を持つことは、観測地 点の平均気温が概ね緯度に依存し、飽和水蒸気量の増 加率が気温に依存することを考慮すれば、妥当と考え られる.しかし、本研究で得られた極端降水増加率の 地理分布はかなり複雑であり、気候学的な風系や地形 などに大きく依存している可能性がある.このような 地域では、気温上昇にともない力学的要因(対流)が 大きく変化している可能性が高いと考えられる.



図1 極端降水増加率の地理分布.

参考文献

- Lenderink, G., and Van Meijgaard, E., 2008, *Nature Geoscience*, 1, 511-514.
- [2] Utsumi, N., et al., 2011, Geophys. Res. Lett., 38, L16708.

<sup>i</sup>現所属:(株) ムラヤマ

# 中央アジアの降水量定量評価と CMIP5 Multi-model superensemble による温暖化時の変化予測 \*谷田貝亜紀代(弘前大),千田彩乃(弘前大(卒業生)) 増田南波(弘前大(現所属:電力計算センター))

#### 1. <u>はじめに</u>

中央アジアのほとんどの地域は、乾燥、半乾燥地域 であり、これらの地域は、その東部の山岳域を源とす る河川水に依存する。IPCC 第5次評価報告書では、 当該地域降水量は将来10%増加するがモデル間の差異 も大きく確実性は低いと示されている。そこで、 APHRODITE (Yatagai et al., 2012)による雨量計に基づ く山岳降水量の定量評価を行い、CMIP5モデルデータ に対して、Multi-model superensemle 手法を適用し複数 モデル降水量結果を合成するパラメタを設定した上で、 そのパラメタを将来予測データに適用合成し、将来の 降水量変化を見積る試みを行ったので報告する。

#### 2. 使用データ

APHRODITE V1101 データの入力データの点か ら、中央アジア(55-85E, 35-60N)の降水データを 1980-1990 年の11 年分を用いた。CMIP5 には 20 機 関のモデルが含まれる。これらの 'historical'と将来 予測(RCP8.5シナリオ, 2100~2109年)の降水量デー タを用いた。観測・モデルとも、月降水量、0.25 度グリ ッドに変換してから superensemble 手法を適用した。 当該地域の雨季は春季であることから、ここでは 3 月 4 月 5 月の結果を示す。

#### 3. Superensemble

日々の降水量については、複数機関の予報パラメ ータと観測データを同地点・同時刻において誤差を 最少にするパラメータを決定する。CMIP タイプの気 候データ出力値の superensemble は、Singular Value Decomposition (SDV)の手法を用いる(Yun *et al.*, 2005; Krishnamurti *et al.*, 2006; Yatagai *et al.*, 2018). パラメタ決定には観測(APHRODITE)と同じ11年分 のデータのうち10年分を用い、使わなかった1年分 の superensemble 予報(合成)を行いその1年分の観 測データで検証する。

#### 4. 結果

APHRODITE に対して空間相関のよいモデル 5 つに よる合成と全 20 モデルを用いた superensemble 合成結 果はほとんど同じであった。そこで、表 1 に示すよう に、対象地域の降水量の APHRODITE との空間相関が よいモデル 6 つと、対象地域全体の降水量の経年変動 (山岳降水の変化を反映)のよいモデル 6 つをそれぞ れ別の superensemble 合成を行った。

その結果、どちらの合成結果でも天山山脈・パミー ルの降水分布はよく再現できる(図 1(a))が、空間相 関のよい 6 つのモデルを用いた場合、当該山岳地域の 降水は増えると予想された(図 1(b))。一方、時系列相 関のよい6つのモデルにより superensemble 合成し、現 在との差を求めた結果(図 1(c))、3-5月とも大幅な降 水量の減少傾向が示された。

表1. AHRODITE の相関の高いモデル

201011	antoping stable to	• = / /
	空間相関	時系列相関
1	ACCESS	BNU
2	EC-EARTH	EC-EARTH
3	GFDL	FIO
4	GISS	IPSL
5	HadGEM	MIROC
6	MRI	MRI



-336-

## 様々な時間スケールのアメダス降水量の長期変動

\*釜堀弘隆<sup>1,2</sup>,高薮禄<sup>1</sup>,横山千恵<sup>1</sup>,辻宏樹<sup>1</sup>,澁谷亮輔<sup>1</sup>

1 東京大学大気海洋研究所

2 気象研究所

#### 1. はじめに

アメダスの観測が開始されて以来40年以上が経過し、 その変動を求めることが可能になってきた.アメダス は稠密な観測網であるので、様々な地域および様々な 時間スケールにおけるその変動を調べることにより、 その変動の要因となっている大規模場を特定できる. この変動要因が特定できれば、温暖化予測モデルの結 果と比較することにより、降水量変動の将来予測も可 能となる.ここでは、その第1歩として様々な時間スケ ールの降水量の地域別変動の詳細を調べた.

#### 2. データ

用いたデータはアメダス1時間降水量である.これ を地点別に積算して1,2,3,6,12,24,48,72,120時間降 水量を求め,月最大値,季節最大値,および年最大値の 地域平均を計算した.アメダス観測は1976年に開始さ れているが,初期の数年は観測所数が大きく変動して いるため観測システムとしての品質は均一ではない. 従って,ここでの統計は観測所数が安定した1984年以 降2018年までの35年間とした.

#### 3. 結果

図1および図2に地域平均(北日本,東日本,西日本, 沖縄奄美)の夏季(6~8月)最大1時間降水量および 夏季最大120時間降水量の変動を示す.一般に北日本 では降水量値が小さく南に向かうほど大きくなるが, 同時に南に向かうほど年々変動も大きくなっている. また,1時間降水量に較べて,120時間降水量の年々変 動はかなり大きい.これらのことは,時間スケールで見 ても,地域別に見ても,極端降水をもたらす気象現象に 多様性がある可能性を示唆している.表1に夏季最大 の1時間,12時間,および120時間降水量の1984-2018 年の35年間における線形トレンドを示す.多くの積算 時間・地域において夏季最大降水量は増加傾向を示し ており,その大きさは5%/10年程度の時間/地域が多い.

これらの極端降水がどのような大規模場の下で発生 しているかは非常に興味深い問題である。今後、再解析 データなどを使って,極端降水現象に関連している大 規模場の現象を,地域別・積算時刻別・季節別に詳細に 調べる予定である。







図2 夏季最大120時間降水量の地域平均値の変動

表1 夏季最大の1時間,12時間,および120時間降水 量の1984-2018年における線形トレンド(単位:%/10 年)

	1 時間	12 時間	120 時間
北日本	+6.7	+2.8	+3.9
東日本	+3.9	+1.0	+2.1
西日本	+3.2	+4.0	+5.5
沖縄奄美	+3.8	+3.5	+5.7

謝辞:本研究は、東京大学の運営費による「水と気候の 大規模データ解析研究拠点」プロジェクト、及び(独)環 境再生保全機構の環境研究総合推進費(2-1904)の支援 を受けた。

## 極端降水将来変化の再現期間・時間スケールによる違い

水田 亮 (気象研究所)

#### はじめに

地球温暖化時の極端降水量の増加は、第一近似的に は Clausius-Clapeyron (C-C)の式に従って気温が 1℃上 昇するごとに大気中の飽和水蒸気量が約 7%増加する ことと関連すると考えられているが、気候モデルシミ ュレーションにおける極端降水は、頻度の小さい降水 ほど増加率が大きい(e.g. Sugiyama et al. 2010)、短時間 降水ほど増加率が大きい(e.g. Kusunoki and Mizuta 2014)、といった C-C のみでは説明できない結果が得 られる。それらを解釈するため、高解像度大規模アン サンブル気候実験のデータを用いて、極端降水の増加 に対する熱力学的寄与と力学的寄与を分離してそれ ぞれの性質を調べた。

#### 使用データと手法

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)から、全球 60km モデルの過去実験(1951–2010)と 4℃上昇実験(RCP8.5 シナリオ 2090 年相当)を使用した。極端降水量(例え ば年最大日降水量) *Pe*を気温と鉛直速度の鉛直プロフ ァイルのみで見積もる手法(O'Gorman and Schneider 2009; Pfahl et al. 2017):

$$P_e \sim -\left\{ \omega_e \frac{dq_s}{dp} \Big|_{\theta^*} \right\} \tag{1}$$

を用いて、その変化に対する熱力学的寄与と力学的寄 与を分離した。ここで $\omega_e$ は極端降水が発生した日にお ける鉛直速度、 $q_s$ は飽和比湿、 $\theta^*$ は飽和相当温位で、 {}は鉛直積分を表す。

#### 結果

図1の折れ線は、年最大・10年最大・30年最大の 日降水量・6時間降水量について、過去実験(60年× 100メンバー)から4℃上昇実験(60年×90メンバー) への変化率を全球平均したものである。再現期間の異 なるものを比較すると、再現期間の長い、すなわち頻 度の小さい事象ほど増加が大きくなっている。また日 降水量と6時間降水量を比較すると時間スケールの短 い降水ほど増加が大きくなっている。いずれの場合も 全球平均地上気温変化(約3.6K)に対応した飽和水蒸 気量増加(約25%)より大きくなっている。

次に、過去実験・4℃上昇実験それぞれ 30 メンバー 分の結果を用いて、各格子点で 10 年最大日降水量を 上回った日の気温・鉛直速度の鉛直プロファイルをコ ンポジットし、(1)式からP<sub>e</sub>を計算した。図 2 (上) は、 鉛直速度に過去実験の値を使用したまま気温のみ 4℃ 上昇実験のものに変化させた場合のP<sub>e</sub>の変化で、これ が気温変化による熱力学的寄与に当たる。一方気温に 過去実験の値を使用したまま鉛直速度を変えた場合 の変化(図 2 下)が力学的寄与に当たる。前者の熱力 学的寄与は、全球どこでも増加になっているのに対 し、後者の力学的寄与が地域差が大きく、P<sub>e</sub>のおおよ その地理分布を決めている。

熱力学的寄与は鉛直各層の飽和水蒸気量の変化か

ら計算されるが、どの層でも変化率は大きな差はな く、地上比湿の変化率の空間分布でほぼ代表すること ができる。また力学的寄与は鉛直各層の鉛直速度の変 化から計算されるが、500hPaの鉛直速度変化率と最も 近い値となる。そこでこれらについて、再現期間・時 間スケールを変えたものを比較したところ(図1棒グ ラフ)、地上比湿変化については、再現期間・時間スケ ールによらず、変化率は空間分布を含めほとんど変わ らない。この増加率は C-C に従った値に近い。一方、 500hPa 鉛直流の変化については、発生頻度がまれなも の、時間スケールが短いものほど増加が大きいことが 明瞭である。そして両者を合計すると、折れ線で示し た極端降水増加率に近い値となる。すなわち鉛直速度 変化に伴う力学的寄与が、極端降水変化の地理分布 や、再現期間・時間スケール間の増加率の差異に寄与 していることがわかる。







図2:10年最大日降水量の4℃上昇実験での変化のうち(上) 気温上昇に伴う熱力学的寄与による変化[%]と(下)鉛直速 度変化に伴う力学的寄与による変化[%](計算の都合上標高 の高い陸上では計算できていないので白抜きにしている)。

謝辞:本研究の一部は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム(領域テーマC)の支援を受けた。

## ClimatView 月統計値-北アメリカの月平均気温の調査

内山 常雄(日本気象予報士会)

#### 1. はじめに

気象ビジネス推進コンソーシアムでは、気象庁が提供している 気象データをビジネスに活用することを呼び掛けている.「世界の 天候データツール (Climat View 月統計値)」<sup>1)</sup>では、世界の2,300 を超える観測点の気温と降水量のデータが提供されている.それ らのデータ活用を考える上で、北アメリカの月平均気温データに ついて内容を調べた.

#### 2. データの内容

ClimatView 月別値では、月平均気温、月平均最高気温、月平均 最低気温、月降水量、月平均気温と月降水量の平年値、標準化降水 指数が提供されている. データは 1982 年 6 月から提供されている が、観測点によっては期間の初期のデータは欠けている. また最高 気温、最低気温は 2004 年以降から提供されている.

世界全体では約 2,300 の観測点のデータが提供されているが、 その中には統計期間が短い観測点や欠測値の多い観測点が多数あ る. ここではアメリカ合衆国とカナダの一部の計 171 観測点の平 均気温について調査した. なお、アメリカ合衆国の観測点の半数以 上で、データは 1986 年 1 月からとなっている.

こここで集計した観測点の所在地は北緯 24.55 度~71.28 度の範囲にあり平均緯度は北緯 40.8 度である.経度は西経 60.42 度~109.80 度の範囲にあり、平均傾度は西経 97.0 度である. 観測点の高度は 1m~1907m の範囲にあり平均高度は 350m だが、高度の最頻値は 6m である.

統計期間におけるこれらの観測点の月平均気温の最小値は, -36.0℃~20.2℃の範囲にあり,平均は-5.4℃である.月平均気温 の最大値は8.4℃~36.8℃の範囲にあり,平均は26.4℃である,月 平均気温の平年値は76%の観測点で1月に,19%の観測点で12月 に,4%の観測点で2月に現れている.平年値の最大値は84%の 観測点で7月に,16%の観測点で8月に,1観測点では9月に現 れている.月平均気温の平年値の最小月の値は,-29.8℃~22.1℃ の範囲にあり,平均は0.2℃である.月平均気温の平年値の最大月 の値は5.0℃~34.9℃の範囲にあり,平均は23.3℃である.

国土が広く、気温の上下の範囲が広く、厳しい気象環境の測定点 が数多くあることが分かる.

#### 3. 統計期間の気温上昇

各月の平均気温を12か月わたって移動平均を計算することによって、年平均気温の月ごとの推移を計算できる.171 観測点の平均では、年平均気温の水準は、10.2℃から14.2℃の間で変動していて、100 年間の気温上昇率の平均は約2.5℃であった.

各観測点の 100 年あたりの気温上昇率を 1℃刻みでカウントして作成したヒストグラムを図1に示す.



図1. 北アメリカの観測点の100年あたり気温上昇率 0.5℃刻みでカウントすると図2の結果が得られた.



図2. 北アメリカの観測点の100年あたり気温上昇率 気温上昇率がとびぬけて大きい観測点はアラスカ州のバロ ーで、気温上昇率が負の観測点は、カリフォルニア州のユ ーリカ、モンタナ州のウィリストン、ワイオミング州のキ ャスパー、モンタナ州のグラスゴーであった.

#### 4. 観測点間の相関

月平均気温の 12 か月移動平均の各観測点間の相関を計算した. 約 15,000 の組み合わせの中で,約 450 の組み合わせで相関係数は 0.90 以上であった. 当然のことながら,距離の近い観測点間の相 関係数が大きい.

一方,約2,500の組み合わせで相関係数は負となった.カリフォ ルニア州とアラスカ州やカナダのケベック州の観測点との間の相 関など,南北に離れた観測点の間の相関係数は-0.35から-0.56 の値となった.

このように世界の気象データが簡単に入手できるようになって いるが、それを用いてどのようなビジネス活用をするか、アイデア の勝負となるのだろう.

#### 5. 参考文献

 1) 気象庁 世界の天候データツール (ClimatView 月統計 値)

https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/climatvi ew/frame.php

## 球面座標系における亜熱帯ジェットの地衡風調節(解析解)

田中 博\*(筑波大学 CCS)、萩原 美沙子 (筑波大学大学院)

#### 1. はじめに

球面座標系におけるラプラス潮汐方程式の解は Hough関数と呼ばれ、鉛直構造関数と掛け合わせるこ とで、3次元ノーマルモードと呼ばれる球座標系での 線形波動解を与える。この解には西進ロスビー波の 他に西進および東進する重力波が解析解として得ら れる。鉛直構造方程式は、有限高度に大気上端を設 けることで、離散的な等価深度をもつ解析解が得ら れるので、プリミティブ方程式系の線形解は、浅水 方程式系の解の重ね合わせとしてその鉛直構造が表 現される。

本研究では、北半球の亜熱帯ジェットに対する地 衡風調節の過程を、3次元ノーマルモードの解の重ね 合わせとして解析的に求めた結果を報告する。

#### 2. 基礎方程式

Terasaki and Tanaka (2007: JMSJ)に従い、大気上 端を0.01hPa (約80km) としてオイラー方程式の解と なる鉛直構造関数を解析的に解く。次に鉛直モード m=0-59の等価深度に対し、東西波数 n=0の地衡風モ ードと正負の振動数の重力波モードのそれぞれを 1=0-25まで求める。亜熱帯ジェットに対する初期値 ( $u, v, \Phi$ )をモード展開し、展開係数 $W_0$ を求める。任 意の時間に対して解析解は、 $W(t)=W_0 \exp(-i\sigma t)$ と した解の重ね合わせにより得ることができる。

#### 3. 結果

図1は北緯30度、高度15kmを中心に、幅20度と7.5km のcos波として東西風uを置いた初期値である。南北 風vとジオポテンシャルΦは0とした。この場合、大 半は非地衡風成分なので、東西波数0の重力波として 20時間後には図2のように伝播し、最終的には図3 の地衡風モードだけが残ることになる。図2で、赤 は西風、青は東風である。中緯度の波源から上方に 向かってエネルギーが伝播し、南北に分かれ波面が 進行することが分かる。位相速度は群速度と直角下 向きに伝播する。順圧成分だけを見ると、秒速310m/s で南北に伝播し、両極に達すると反射して戻ってく る。傾圧成分は高次になるほど位相速度は減少する。 解析解では重力波は減衰しないので、これをあえて 消去したものが図3の地衡風モードの結果である。

#### 4. まとめ

3次元スペクトル表記のプリミティブ方程式系で は、異なる等価深度の浅水方程式系の解の重ね合わ せとして内部重力波が表現される。方程式系に浮力 の項がないことから、地球規模の内部重力波の鉛直 伝播を見ると、正確には表現されていないが、鉛直 方向にエネルギーが伝播し、水平方向に波面が広が ることが確かめられた。今後は、任意の高度に波源 を置いて、重力波の伝播特性を調べる予定である。



図1 亜熱帯ジェットの初期値。

図2初期値から20時間後の解。

図3地衡風調節の結果の分布

## 目のある浅水渦上の非軸対称擾乱の解析

4. 級数解

#### 1. はじめに

台風をモデルとして、渦の中心部に枯れた領域(i.e. 目)があ る軸対称な渦を考案し、浅水方程式の基本場としてこの渦を採用 して、前回(2018年度秋季大会<DXXX>)は"軸対称"な摂動に限 定して解析を実施した。特に、固有値解析を数値的におこなった 他、特に基本場が"非回転"で「ポテンシャル渦」の場合について 軸対称摂動を記述する「級数解」を求めることに成功し、"目の収 縮"に相当する振動の存在を解析的に示した。今回は、"非軸対称" な摂動のターゲットを変更し、前回と同様に「級数解」を求める ことを試みた。

#### 2. 支配方程式

系は"非回転"であるとし、基本場は、最大風速半径(*r=R<sub>max</sub>*)の内側で無水域(i.e. 目)を持ち、その外側は接線流速 V(r)が半径rに反比例する「ポテンシャル渦」

$$V(r) = V_{\max} R_{\max} / r \quad (r \ge R_{\max}) \tag{1}$$

であるとする。ここで Vmax は最大風速である。

この基本場上の擾乱は、線形化した「浅水方程式」で記述され ると仮定する。基本場の接線流を(1)式で与え、それが層厚の勾配 と「旋衡風平衡」しているとすると、擾乱の支配方程式は

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial \theta}\right)v - 2\frac{V}{r}v = -g\frac{\partial h}{\partial r},$$
(2a)

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial\theta}\right)v = -\frac{g}{r}\frac{\partial h}{\partial\theta},\tag{2b}$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial\theta}\right)h + u\frac{V^2}{gr} + \frac{V_{\max}^2 - V^2}{2g}\left(\frac{\partial u}{\partial r} + \frac{u}{r} + \frac{1}{r}\frac{\partial v}{\partial\theta}\right) = 0(2c)$$

で与えられる。ここでtは時間、 $\theta$ は方位角、u、vはそれぞれr、 $\theta$ 方向の擾乱の流速、hは層厚の偏差、gは重力加速度である。

#### 3. 式の統合

(2a)式を $\theta$ で微分し、(2b)式にrをかけてrで微分したものとの 差をとると、次の式が得られる:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial \theta}\right)\left[\frac{\partial(rv)}{\partial r} - \frac{\partial u}{\partial \theta}\right] = 0$$
(3)

この(3)式は「渦度方程式」であり、擾乱の渦度が保存することを示す。

次に、(2a)式に( $\partial/\partial t + V/r \partial/\partial \theta$ )をかけ、(2b)式を用いると

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial \theta}\right)^{2}u = -\frac{2gV}{r^{2}}\frac{\partial h}{\partial \theta} - g\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial \theta}\right)\frac{\partial h}{\partial r}$$
(4)

が得られる。一方、(2a)式をrで微分し、(3)式を用いると

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial \theta}\right)^{2}\frac{\partial u}{\partial r} = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial \theta}\right)\left(\frac{4V}{r}\frac{\partial v}{\partial r} - \frac{2V}{r^{2}}v - g\frac{\partial^{2}h}{\partial r^{2}}\right)$$
(5)

#### が得られる。

最後に、(2c)式に  $(\partial/\partial t + V/r\partial/\partial \theta)^2$ をかけ、(4), (5)式を用 いて v を消去し、さらに  $\theta$  で微分した後(2b)式を用いて h を消去 すると、v のみに関する常微分方程式が得られる:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial \theta}\right)^{2} \left\{-\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r}\frac{\partial}{\partial \theta}\right)^{2}v + \frac{V_{\max}^{2} + V^{2}}{2r^{2}}\frac{\partial}{\partial r}(rv) + \frac{V_{\max}^{2} - V^{2}}{2r^{2}}\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(r^{2}\frac{\partial v}{\partial r}\right) + \frac{\partial^{2}v}{\partial \theta^{2}}\right]\right\} = 0$$
(6)

(6)式の解として、接線波数m,角振動数ωの波動解

$$v = \hat{v}(r) \exp[i(m\theta - \omega t)] \tag{7}$$

を仮定して代入する。ここで非軸対称擾乱 (m≠0) に対象を限る と、一般に (mV-rω)<sup>2</sup>≠0 であるため、次の式が得られる:

$$(mV - r\omega)^{2}\hat{v} + \frac{V_{\max}^{2} + V^{2}}{2}\frac{\partial(r\hat{v})}{\partial r} + \frac{V_{\max}^{2} - V^{2}}{2}\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(r^{2}\frac{\partial\hat{v}}{\partial r}\right) - m^{2}\hat{v}\right] = 0$$
(8)

ここで新しい独立変数z

$$z \equiv 1 - \left(\frac{R_{\max}}{r}\right)^2 \quad \Leftrightarrow \quad r \equiv \frac{R_{\max}}{\sqrt{1 - z}} \tag{9}$$

を導入し、(8)式の変数変換をおこなうと、以下の式が得られる:

$$\frac{\partial^2 \hat{v}}{\partial z^2} + \frac{1}{z} \frac{\partial \hat{v}}{\partial z} + \left[\frac{m^2 + 1}{2z(1 - z)} - \frac{m^2 - 1}{4(1 - z)^2}z\right]$$
(10)  
$$-m\frac{R_{\max}}{V_{\max}} \frac{\omega}{z(1 - z)^2} + \frac{R_{\max}^2}{V_{\max}^2} \frac{\omega^2}{2z(1 - z)^3} \hat{v} = 0$$

(10)式をみたす「級数解」の形は以下のように仮定できる:

$$\hat{v} = z^k (a_0 + a_1 z + a_2 z^2 + a_3 z^3 + \dots + a_n z^n + \dots)$$
(11)

ここで(10)式を  $[\partial^2/\partial z^2 + P(z)\partial/\partial z + Q(z)]\hat{v} = 0$  とした場合  $\lim_{z \to 0} z \cdot P(z) = 1 = p_0$ (12)  $\lim_{z \to 0} z^2 \cdot Q(z) = 0 = q_0$ 

であるため、指数kの決定方程式

$$k(k-1) + p_0 k + q_0 = 0 \tag{13}$$

より、k=0 であることがわかる。最終的に(11)式を(10)式に代入すると以下の漸化式が得られる。求めた固有振動の例を図1に示す。

$$a_{1} = -\frac{(\varpi - m)^{2} + 1}{2}a_{0},$$

$$4a_{2} = -\frac{(\varpi - m)^{2} - 5}{2}a_{1} - (m\varpi - \frac{5m^{2} + 3}{4})a_{0},$$
(14)

$$(n+1)^{2}a_{n+1} = -\{\frac{2}{2} - 3n^{2}\}a_{n} - \{(m\varpi - \frac{5m^{2} + 3}{4}) + 3(n-1)^{2}\}a_{n-1} - \{\frac{3m^{2} + 1}{4} - (n-2)^{2}\}a_{n-2}$$



図1 波数別の固有振動の半径分布<v>(Rmax=100km, Vmax=100m/s)

## D403

## 円筒容器内の回転円盤上の流れの上を伝播する波の共鳴

伊賀 啓太 (東大大気海洋研)

#### 1. はじめに

地球や惑星の大気の中では、環境場が軸対称であっ てもそこから非軸対称な現象が出現してくることがよ くある。このような非軸対称な流れは、水を入れた円 筒容器にの底にある円盤を高速に回転させる簡単な室 内実験でも観察される。

我々はこの室内実験を実際に行い、興味深い非軸対称現象が見られたことを報告し (2010 春 D403, 2011 春 D202, 2012 春 C101, 2014 秋 A216)、初期水深と円 盤の回転数をパラメータとしてたダイアグラムにまと めた (Iga et al. 2014)。

このような非軸対称現象のしくみを調べるために は基本場が必要となるが、基本場となる軸対称流は、 Tophøj et al. (2013) が乱流境界層を前提に構成して いた。我々はこの流れに伴ってできる境界層の構造を 解くことにより理論的に調べなおし (2012 秋 D301, 2013 秋 D106)、こうして得た軸対称流の理論解が鈴 木ら (2006), Suzuki et al. (2006), Bergmann et al. (2011), Bach et al. (2014) などこれまでの研究で示さ れている実験測定や我々自身が行った室内実験での測 定結果と比較し、Tophøj et al. (2013) が構成したも のよりよい推定値を与えるものであることが確認され (2015 秋 C202, 2016 秋 D167)、その理論をまとめて いる (Iga 2017, Iga et al. 2017)。そして、これを基本 場にとり、浅水波方程式系のもと、軸対称流の安定性 解析を試みた (2017 秋 C411)。その結果は、実際の実 験結果と比較すると定量的にはかなりずれたもの結果 となった。そこで今回は、非軸対称な現象のうち揺動 現象に注目し、この流れの上の波の伝播を見積もって その共鳴が起こる条件について考察した。

#### 2. 軸対称基本場

基本場となる軸対称流としてこれまでの発表で考察 してきた結果を用いる。

$$\begin{split} U_{\theta} &= \left\{ \begin{array}{ll} \Omega r & \text{for } r < r_{\rm S}, \\ \frac{\Omega r_{\rm S}^2}{r} & \text{for } r > r_{\rm S}. \end{array} \right. \\ H &= \left\{ \begin{array}{ll} \frac{\Omega^2}{2g} r^2 + H_0 & \text{for } r < r_{\rm S}, \\ -\frac{\Omega^2}{2g} \frac{r_{\rm S}^4}{r^2} + \frac{\Omega^2}{g} r_{\rm S}^2 + H_0 & \text{for } r > r_{\rm S}, \end{array} \right. \end{split}$$

#### 3. 浅水波方程式系での安定性解析

浅水波方程式系を円筒座標で表現して、軸対称基本 流に対する  $\exp[i(k\theta - \omega t)]$  に比例した波型の微小擾 乱を考えると

$$\begin{split} \omega(-iu'_r) &= k \frac{U_{\theta}}{r} (-iu'_r) - 2 \frac{U_{\theta}}{r} u'_{\theta} + g \frac{dh'}{dr} \\ \omega u'_{\theta} &= k \frac{U_{\theta}}{r} u'_{\theta} - \frac{1}{r} \frac{d}{dr} (rU_{\theta}) (-iu'_r) + \frac{g}{r} kh' \\ \omega h' &= k \frac{U_{\theta}}{r} h' - \frac{1}{r} \frac{d}{dr} [rH(-iu'_r)] + \frac{H}{r} ku'_{\theta} \end{split}$$

となる。 $\theta$ 方向の波数を決めて、初期水深  $H_{\text{init}}$  と回転数  $\Omega$ に対する不安定モードの存在領域を描くと、k = 3の場合には図1のようになるが、これは実験結果と比較して  $H_{\text{init}}$ ,  $\Omega$  ともに大きい方にずれている。



図 1: 波数 *k* = 3 の場合の、不安定モードが存在する 初期水深 *H*<sub>init</sub> と回転数 Ω のパラメータ領域

#### 4. 共鳴する波の伝播の見積もり

安定性解析は浅水波を仮定して行ったが、水深は波 長に比べて十分に浅いとは言えず、定量的にはずれが 出てくる可能性がある。そこで、ここでは、重力波的 な振舞が期待される側壁に沿って伝播する波について は、浅水を仮定せずにその伝播速度を見積もってみる。

容器の中央付近では、水深が浅くなることにより、地 形性のベータ効果が現れ、ロスビー波の性質を持つ波 が存在する。地形性ベータ効果を $\beta = (2\Omega/h)dh/dr \sim 2r\Omega^3/(gH)$ と見積り、半径rの平均的な値としてR/2で代表させることにより

$$\omega_R \sim -\frac{\Omega}{2\left(1+gHk^2/2\Omega^2R^2\right)}$$

となる。一方、側壁に沿って伝播する波は、

$$\omega_g \sim \sqrt{\frac{g}{kR} \tanh\left(\frac{kH}{R}\right)}$$

である。これらが共鳴する条件は

 $\Omega + \omega_R \sim u(R)/R + \omega_q$ 

で、十分に深いとして深水波で近似するとこの条件は

$$\Omega \sim \frac{1}{1/2 - C} \sqrt{\frac{g}{kR}}$$

(ただし、C は側壁付近の内部領域の周回流速度の ΩR に対する割合) となり、揺動の現象が起こる底面円盤 の回転数について、浅水の場合より良い値を与える。

#### 5. まとめ

有限の水深を考慮することによって、揺動の現象を、 側壁境界付近での重力波と中止に捕捉されたロスビー 波の共鳴で理解できそうである。

## 乱流境界層における大規模構造の 運動量輸送への寄与の評価

\*水野吉規, 八木俊政, 森一安 (気象研究所)

#### 1. はじめに

乱流では大小さまざまなスケールの渦運動が共存し、 それらによって駆動される運動量や熱などの輸送現象 の予測は難しい.乱流境界層における単純な指針とし ては Monin-Obukhov の相似則[1]があるが、この相似則 では前提として乱流運動の特徴的な長さスケールが高 度 z で与えられると仮定している.また、Townsend は 渦のスケールに関して、z による相似性に加えて attached eddies の概念を導入し[2]、中立境界層における 流れ方向流速の分散の対数則を説明した.ところがそ の後、z による相似性に従わない大規模な乱流構造の存 在が明らかになり、それらの運動量輸送への寄与が非 常に大きいことが指摘されている[3].近年は、輸送現 象に対するこのような大規模構造の寄与が重要視され、 詳細な調査の動機付けとなっている[4].

#### 2. 風洞実験

ここでは、気象研究所の大型風洞施設にて得られた 中立乱流境界層における風速の時系列データを用いた 運動量輸送の評価を行う.同施設の測定胴の長さは18 mであり、その断面は一様に幅3m,高さ2mの矩形 である.床面には流れ方向に直交するように直径3mm のアルミ棒が100mm間隔で配置してあり、粗面を形成 している.また、測定胴入口から上流側4mの範囲に も同様に針金が設置してある.測定胴入口から下流側 14mの位置において、x型プローブ (DANTEC 55P53) を用いた熱線風速計により流れ方向および鉛直方向の 風速を測定した.測定周波数はすべて20kHzで、カッ トオフ周波数10kHzのローパスフィルタリングを施し た.

床面のごく近傍では、平均運動量輸送 *uw* が一定の領 域(constant flux layer) が現れる. この領域における *uw* の値から摩擦速度 *u*\*を *u*\*=(-*uw*)<sup>1/2</sup>により推定した. 風速 の時系列データは constant flux layer 内の4高度  $z/\delta$  = 0.10, 0.13, 0.16, 0.2 において得られた. ここで、 $\delta$ は99% 境界層厚さである.

#### 3. 運動量輸送

図1は異なる高さのコスペクトルを波長の関数とし

て重ねて表示したもので,(a)では z,(b)では  $\delta$  で波長 を無次元化している. 摩擦レイノルズ数は約 12000 で ある. この図からは,高度 z についての相似則は見出 されず,ピークの波長が高さによらず 3 $\delta$ 程度であるこ とがわかる. このことから,大スケールにおける輸送 を適切にモデル化することが,運動量輸送を正確に予 測するのに不可欠であることがわかる.



図1 中立境界層における *uw* のコスペクトル. λ は流 れ方向の波長. 矢印は高度の増加を表す.

参考文献

- Monin, A. S., & A. M. Obukhov, 1954, *Trudy geofiz. Inst.* AN SSSR, 24, 163-187.
- [2] Townsend, A., 1976, *The Structure of Turbulent Shear Flow, second edn*, Cambridge University Press.
- [3] Guala, M. et al., 2006, *Journal of Fluid Mechanics*, 554, 521-542.
- [4] Banerjee, T. et al., 2015, Q. J. R. Meteorol. Soc, 141, 1699-1711.

-343-

#### トランスバースラインの構造と成因の研究

\*山崎 一哉・三浦 裕亮 (東京大学大学院 理学系研究科)

#### 1. はじめに

ジェット気流や台風のアウトフローに伴う上層雲に は、地形性重力波で説明できない、波長数 km~数+ km の波状構造が現れることがあり、トランスバースライン あるいは巻雲バンドと呼ばれている。大野・三浦 (1982) はその成因を、ケルビン・ヘルムホルツ不安定によって 生じる、鉛直シアベクトルと直交するロール対流とした が、近年では、Kim et al. (2014)、Trier and Sharman (2016)、玉井 (2018) など、鉛直シアのもとで静的不安定 成層に駆動されたロール対流であるとする研究が複数あ る。一方で、トランスバースラインの構造を観測的に調 べた研究や、静的不安定成層でのロール対流の理論をト ランスバースラインの基本場で検証した研究は少ない。

本研究では、高分解能ゾンデ観測を用いてジェット気 流と台風アウトフローにおけるトランスバースラインの 鉛直構造を調べるとともに、数値モデル SCALE-RM の 理想実験で台風アウトフローでのトランスバースライン の内部構造を再現した。さらに、観測を基に設定した基 本場での線形安定性解析を行い、得られた不安定モード とトランスバースラインを比較した。

#### 2. データと数値実験の手法

気象庁の GPS ゾンデの高分解能観測値を用いて、ト ランスバースライン内外の風速・温度構造を調べた。使 用したデータの鉛直分解能は 7m 程度である。静止衛星 の赤外画像から手動で抽出した、ジェット気流 15 事例 と台風アウトフロー2事例のトランスバースラインを解 析した。

また、非静力学モデル SCALE-RM のバージョン 5.2.1 を用いて、台風アウトフローにおけるトランスバースラ インの理想実験を行った。地表は全域が海、側面境界は 周期境界条件とし、初期渦を与えて台風を発生させ、親 領域が水平格子間隔 2km、子領域が水平格子間隔 400m の1方向ネスティングを行った。格子点数を節約するた め、コリオリパラメータを 2×10<sup>-4</sup> s<sup>-1</sup> と大きな値にす ることで台風の水平サイズと計算領域を縮小した。モデ ルトップは親領域で 24.9km、子領域で 23.4km とした。 親・子領域とも鉛直格子は下層ほど細かくとり、上部対 流圏では間隔 100m とした。

さらに、上記の観測・モデルで得られた温度・風速場 を参考に、 $N^2 = 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ の安定成層の間に、厚さ 2 km、 $N^2 = -1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ 、鉛直シア1 m/(s·km)の 不安定層を挟んだ基本場を設定し、ブシネスク方程式の 線形安定性解析を行って波型擾乱の発達率を求めた。

#### 3. 結果

ゾンデ観測・モデル実験ともに、雲バンド内部には ジェット軸と直交、雲バンドとは並行する鉛直シアが見 られた。さらに、雲バンドの内部では飽和相当温位の鉛 直勾配が負になっており、湿潤過程において静的不安定 であった。これは、先行研究における WRF での現実実 験と整合的である一方で、ジェット気流におけるトラン スバースラインについては大野・三浦 (1982) と異なる 結果である。

モデル実験では鉛直シアと平行なロール対流が見ら れ、その上昇流域・下降流域が雲バンドにおける雲域・ 晴天域とそれぞれ一致した。

線形安定性解析の結果、静的不安定層に振幅を持つ ロール状の対流が成長モードとして得られ、鉛直シアベ クトルと平行な向きのロール対流に対して成長率が最大 となった。粘性がない場合は、短波長のモードほど速く 成長したが、5 m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>の渦粘性を加えた場合は、波長 1 km 前後のロール対流が最速発達モードとなり、観測 やモデル実験におけるトランスバースラインと整合した (図 1)。



図 1 安定性解析で得られた波型擾乱の成長率 (hour<sup>-1</sup>)。

横軸は平均場鉛直シアに平行な向きの波長、縦軸は平 均場鉛直シアに垂直な向きの波長である。

#### 4. 今後の課題

ゾンデ解析の対象となるトランスバースライン事例の 抽出は、衛星画像から手動で行ったため、主観性が入り うる。今後、客観的な事例抽出を行うことがより望まし いと考えられる。

本研究で行ったモデル実験は、コリオリパラメータが 極めて大きく、計算期間が比較的短いという制約があっ た。今後はより大規模な計算を行い、より現実的なコリ オリパラメータでの実験や長期間を対象とした計算を行 い、大会の発表ではその結果も合わせて示す予定である。

## 熱帯 ITCZ 中の大規模雲域の変形過程

\*西 憲敬<sup>1</sup>・濱田 篤<sup>2</sup>・山田洋平<sup>3</sup>・那須野智江<sup>3</sup>・佐藤令於奈<sup>4</sup>・佐藤正樹<sup>5</sup>

(1:福岡大理 2: 富山大院理工 3:JAMSTEC 4:福岡大院理 5: 東京大・大気海洋)

中東部熱帯太平洋では、北半球側に熱帯収束帯 (ITCZ)がみられる。この収束帯の中に、ときおり東西 数千 km におよぶ帯状の雲域が形成され、それが一気 に変形して南北 2-3 本の主に巻雲から構成される雲帯 に変形する様子が観察される(Hamada et al., 2013, JMSJ)。昨年秋学会では、全球雲システム解像モデル NICAM にみられたひとつの事例(Case-1)について、 帯状分割中に巻雲が成長することによって巻雲の帯が 1-2 日の長い寿命をもつこと、および巻雲の帯が広域 で同時に発生しているときに、慣性不安定が関連して いる可能性があることを示した。

本発表では、さらに NICAM の出力における雲帯分 割の解析事例を増やして、Case-1 でみられた特徴が共 通してみられるかどうか調べた。特に、現実大気でも ほぼ同時期に帯状分割に似た現象が認められる事例 (Case-2)について、モデル出力と現実の比較も行った。 Case-2 ではシミュレーション時間 2008 年 6 月 16 日 18Z(初期時刻より42時間後)に、数千kmにわたって 主に対流性雲からなる細い雲帯がほぼ同時に南北に拡 大していく様子がみられ、この期間に帯周辺の雲氷と 雪の鉛直積分量が 5g 以上の面積が 2 倍以上に急拡大 した(図1)。ただ、何本かの平行な帯として同定され る現実の分割現象とは異なり、雲域が南北に大きく広 がっている様子であった。この実験では、雲微物理過 程の設定について、異なるパラメタ―値セットを用い た4つの計算を行った。上部対流圏での巻雲の広がり は設定によってかなり異なっていたが、南北への巻雲 の広域同時拡大はどの設定でも見ることができるため、 巻雲の物理は拡大(分割)には本質的ではないことが示 唆された。

南北へ拡大中の巻雲域において、Case-1 でみられた ような雲の成長・生成がみられるかどうかを Case-2 で も調べた。この点に関しては、南北拡大域の東部と西 部で大きく異なっており、西部では Case-1 と同様の 成長が確認されたが、東部では雲頂はむしろ当初より も下がっていながら巻雲が拡大していた。

また、慣性不安定に代表されるような不安定性が Case-2 での東西同時拡大の原因かどうかも検討した。 拡大初期の絶対渦度(地衡風絶対渦度ではない)を図 2 に示す。対流性の帯(5N)のすぐ北側に強い負の絶対渦 度、すぐ南側に強い正の絶対渦度がみられる。対流性 の雲が生じる前には、この領域は広域で上層が西風、 下層が東風となっていた。その後対流性の雲の発達と ともに、その緯度付近で上層の西風が著しく弱まって おり、対流による鉛直運動量混合が起きたと思われる。 これらの過程において、対流性の帯の北側に慣性不安 定発生に有利な負の絶対渦度が形成されたとみられる。 しかし、Case-2 東部では雲はむしろ初期の帯より南側 に広がっていて、そこは慣性不安定条件を満たす領域 ではないことなどから、現時点では慣性不安定はまだ 原因のひとつの候補である。

さらに解析事例を増やして、Case-1,2 でみられた所 見がどの程度一般的にみられるかを解析している。



図 1: NICAM でシミュレートされた雲の拡大現象、長波放射 (OLR)で示す.(上)18Z16(下)06Z17Jun2008.



図2: 雲氷と雪の鉛直積算量の合計(単位arbitrary:色)で示した上層の雲域と,絶対渦度( $\times 10^5 s^{-1}$ :等値線).

## 熱帯太平洋の表層波動のライフサイクル解析:Level-0 表式の実装

○相木 秀則1 志村 貴寛2

1:名古屋大学宇宙地球環境研究所 2:名古屋大学大学院環境学研究科

#### 1. 背景

大気と海洋の様々な長周期(季節内~季節間スケ ール) 波動は熱帯域の気候変動現象 (MJO/ENSO/ IOD)の発達・終息において重要な役割を担う。こ れらの波動を解析する際に従来の準地衡流近似に基 づく診断理論は中緯度域と熱帯域の接続を整合的に 取り扱えないという問題があった。最近の理論研究 によってエネルギーフラックスの診断式のブレーク スルーがもたらされた (Aiki et al. 2017 PEPS)。こ れは大気海洋中の擾乱エネルギーのライフサイクル (発達・伝達・消散過程)を緯度帯の制限なくトレ ースするための強力なツールである。これによって 擾乱エネルギーの流れを可視化して定性的に理解す るだけでなく、厳密な定量化により各力学過程の最 重要なものを明確化することができる。本研究では これを適用して、熱帯と中緯度の波動とその相互作 用を連続的にトレースすることで、熱帯の主要な気 候変動イベントの発達・終息メカニズムを解明する。 本研究では熱帯気候変動メカニズムの新しい理解を 縦糸、エネルギー生成域から消散域までの経路同定 を横糸として双補完的に推進する。

#### 2. 診断表式

A/OGCM の出力から群速度ベクトルを計算する ための診断式を比較する。Plumb (1986 JAS)に代表 される波活動度の伝達方程式に基づく診断表式では、

 $\left\langle E - \overline{v'v'}, \overline{v'u'} \right\rangle$ 

である。ここでEは波のエネルギーである。(1)式を 用いれば Fourier 解析などを用いることなく群速度 ベクトルの水平分布を A/OGCM の出力診断などか ら見積もることができる。一方、波のエネルギーの 伝達方程式に基づく群速度ベクトルの診断表式は、 Longuet-Higgins (1964 DSR) や Orlanski and Sheldon (1993 MWR)によって導かれ、

$$\left\langle \overline{u'p'} + \left[ \overline{p'p'} / (2f) \right]_{y}, \overline{v'p'} - \left[ \overline{p'p'} / (2f) \right]_{x} \right\rangle \quad (2)$$

のように圧力フラックス成分、と回転成分の和によって書くことができる。つまりこの回転成分の存在が内部重力波のエネルギーフラックスの診断表式 (圧力フラックス)との違いである。(1)式と(2)式は 中緯度準地衡近似を仮定しているので赤道波全般の 群速度ベクトルを正しく示すことはできない。さら に海岸線における境界条件を満たすこともできない。 中緯度と赤道域の両方における全ての種類の中立波 動(重力波・ロスビー波)に適用可能なエネルギー フラックス(群速度ベクトル)の診断式は Aiki et al. (2017 PEPS)によって導かれ、その Level-0 表式は

$$\left\langle \overline{u'p'} + \left[ \overline{p'\varphi'} / 2 + \overline{u'_u\varphi'} / \beta \right]_y, \overline{v'p'} - \left[ \overline{p'\varphi'} / 2 + \overline{u'_u\varphi'} / \beta \right]_x \right\rangle$$
(3)

のように書くことができる。 $\phi$ は

$$\nabla^2 \varphi' + (3\omega^2 - f^2)\varphi' / c^2 = q' \tag{4}$$

のように、Ertel 渦位の特殊なインバージョン(逆計 算)によって得られる擬似的な流線関数である。こ の逆計算については、2019 年春季大会では Level-2 (近似バージョン)を使用していたが、時間方向に フーリエ展開することにより、(4)式の $3\omega^2$ の部分を 陽に計算できるようになった。

#### **3.** 数值実験

太平洋の実際の海岸線形状を用いて海洋の傾圧第 1~6モードについての数値実験を行った。2019年 春季大会では傾圧第1~3モードを使用していたが、 波の鉛直伝搬を考察するために第4~6モードも加 味することとした。外力は大気再解析(ERA40)の 月平均風速場から作成し、1958年から2002年まで の44年間の過去再現実験を行った。

エネルギーフラックスについては Level-0 表式に 基づく解析が行えるようになったことにより、沿岸 を伝って伝達する波動を明瞭に追跡することが可能 になった。Aiki et al. (2017)において示唆されたよ うに、Ertel 渦位の逆計算をする際に、擬似流線関数 の境界条件をゼロと設定したことによる利点が現れ た。

Aiki et al. 2017: *Prog. Earth Planet. Sci.*, 4, DOI:10.1186/s40645-017-0121-1

基盤研究(A) 2018-2021 年度:大気と海洋の波動エ ネルギーのライフサイクル解析による熱帯気候変動 メカニズムの解明(相木・福富・豊田・尾形・菅野)

(1)

## 2019年5月4日に東京都内で発生した短時間強雨時の 降水量分布と地上風系の関係 \*中島虹(首都大・都環研),常松展充(都環研),横山仁(防災科研), 出世ゆかり(防災科研),高橋日出男(首都大)

#### 1. はじめに

2019年5月4日,東京多摩地域を中心に 短時間強雨が発生した.府中市などでは降雹 が観測され(「ふるリポ!」),農作物等に大 きな被害(約93百万円)が発生した(東京都 産業労働局2019).府中アメダスでは5月の 日最大10分間降水量観測史上3位の値 (8.5mm)を記録し,解析する意義の大きい事 例であると考えられる.本研究は強雨域と地 上風系との関係に着目して事例解析を行う.

#### 2. データおよび解析手法

東京都内における大気汚染常時監視測定局 (以下常監局)による 45 地点の風向・風速の 1分値,および東京都水防災雨量計による 86 地点の 10 分間降水量を用いた.また,環境省 大気汚染物質広域監視システムによる東京都 以外の関東地方における常監局(一般局) 231 地点の風向・風速の1時間値,および気 象庁全国合成レーダーの降水強度(10 分間 隔)を取得した.

風系の解析では約1km間隔の格子点を設 定し,風の東西・南北成分を重み付き平面近 似法により内挿した.収束・発散量は内挿し た平面の傾きより求めた.

#### 3. 結果

図1に当日の風と10分間降水量および収 束・発散量の分布の時間変化を示す.東京都 内では14時40分にはじめて八王子市と杉並 区周辺で降水が観測された.これらの降水域 はそれぞれ東進および西進し,15時30分に は多摩市を中心とした地域で一体化して急発 達し,多摩市の東寺方では1時間降水量 54mmの非常に激しい雨を観測した.

東京都内では、14時20分以前は東~南風 が卓越していた.その後、14時40分には八 王子市周辺の風向が西寄りに変化した.この 西風と、それ以前から都区部で卓越していた 東風により、町田市から東大和市にかけての 南北方向の地域で収束域が形成された.この 収束域は強雨域とよく対応した.強雨域では、 降水開始の20分程度前から収束の増大が認 められた(図2).

関東平野南部の降水強度分布と風系による

と、14時00分には東京・神奈川・山梨の都 県境付近に強い降水域がみられ、15時00分 にはこの降水域を中心とした外出流が形成さ れた.八王子市周辺でみられた西風(図1b) は、この外出流に起因すると考えられる.す なわち、本事例における降水の強化には遠方 の降水系に伴う外出流とそれ以前に卓越して いた風系による収束の強化(中西・原2003) が関与していたと考えられる.



図 1 2019 年 5 月 4 日 (a) 14 時 20 分,(b) 14 時 50 分, (c) 15 時 30 分の風(矢羽根),10 分間降水量(等値 線:最小 1mm で 4mm 間隔),収束・発散量の分布.





XRAIN を用いた地形性降水の解析 \*高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

#### 1. はじめに

2017 年 8 月 22 日に愛知県豊田市にある猿投山をト リガーとした地形性降水と思われる現象が XRAIN に より捉えられた。この降水について、3 台の XRAIN の データを用いた立体構造の変化と dual Doppler 解析に よる下層風場の解析を行った。

#### 2. 概況

日本の南に太平洋高気圧が位置しており、低気圧が 北海道を通過していた。潮岬のゾンデのデータからは、 下層から 300 hPa にわたり西南西から西風が支配して いた。また、CAPE は 2000 J/kg を超えていた。

名古屋大学に設置した、タイムラプスカメラの画像 からは、積雲が西から東へ(猿投山の方角へ)次々と流 れてゆく様子が見られた。同日は、猿投山の下流(東側) での降水の他に、一宮市(名古屋大学から北東方向)付 近で形成された積乱雲による降水システムが組織化、 南東進し、18時10分にはガストフロントが名古屋大学 付近を通過した(名古屋地方気象台におけるアメダス 観測でも13.4 m/s 北西風の瞬間風速が18時10分に記 録された)。この様子も名古屋大学に設置したタイムラ プスカメラの画像から確認できる。

XRAIN の降水強度プロダクトによる、降水量(図1) から、広域に広がった降水は、この組織化した降水シス テムによるものであったが、最大の降水量が記録され たのは、猿投山の東側に狭い範囲であった。

#### 3. 解析

XRAINの安城、尾西、鈴鹿の3局のデータを用いて、 5分ごとの立体構造を推定した。また、仰角1度と2度



図1.2017年8月22日14時~21時の積算降水量

のデータを用いて 2 分ごとの dual Doppler 解析 (2km 以下の低高度のみ)を行った。実際のところ、猿投山の 上流側 (西側)で次々とエコーが発生・発達していたた め、dual Doppler 解析により得られた風速場を時間平均 し、地形の効果を明確にすることを試みた。

降水システムの3次元構造については、猿投山をト リガーすることを想定して、猿投山に相対的な位置と エコーの発達の関係を解析した。

#### 4. 解析結果

図2にdual Doppler 解析結果として、14時30分から 17時30分まで平均したものを示している。レーダ反射 強度因子は、猿投山の上流側起点とした三角形の領域 に集中しており、図1と同様に下流にエコーのピーク が現れている。同じ領域での風速場は、およそ一般風に 沿っているが、北側の領域で風速が遅くなっている。発 散場からは猿投山の上流と降雨域の南側で収束が現れ ていた。それに伴って、低気圧性の渦度が現れていた。

ANJOU+BISAI+SUZUKA average: 14:30-17:30 JST 22AUG2017 2.0km



図2.14:30~17:30 まで平均した高度2kmにおける(a) Z(b)Zおよび水平風速(c)渦度(d)発散

#### 5. まとめ

今回解析した地形性降雨では、猿投山の西側での収 束(強制上昇)だけでなく、南側での収束が寄与してい た。ここには示していないが、積乱雲の発達には周期的 な変動が見られており、鉛直方向への発達の過程を3次 元データとタイムラプスカメラの画像からも解析を行 うとともに、偏波パラメータの特徴も報告する。 謝辞:XRAIN データは国土交通省より提供されました ひまわり8号の輝度温度情報とWBGTの関係 \*伊落貴之(千葉工業大学大学院),小田僚子(千葉工業大学),

#### 1. はじめに

国内では環境省が湿球黒球温度(以下,WBGT:Wetbulb Globe Temperature)を用いて全国約 840 地点に熱中 症予防情報を提供している[1].提供される観測値は点 データであるため観測地点近傍の評価には適用可能で あるが,広域的かつ空間的な広がりに着目したとき,観 測値がどの程度の空間代表性を持つのかは疑問である. 熱中症予防対策の観点から,点データに加え,面的に熱 ストレスを評価することが望まれる.そこで本研究で は,従来の衛星と比較して時空間分解能が向上したひ まわり 8 号の熱赤外バンドにおける輝度温度情報を用 いて関東 74 地点を対象に WBGT および黒球温度との 対応性に着目し考察を行った.

#### 2. 解析概要

本研究では、関東広域がほぼ雲に覆われず晴れてい た 2015 年 8 月 5 日を解析対象日とした.ひまわり 8 号 の 3 つの赤外バンド(Band13, 14, 15)における輝度 温度情報を用いた.また環境省が提供する関東 74 地点 の WBGT および黒球温度(1 時間値)を使用した[1].

#### 3. Band13の輝度温度とWBGT および黒球温度の比較

14 時における輝度温度, WBGT, 黒球温度の空間平 均値はそれぞれ約 300K,約 30℃,約 47℃であった. 輝度温度は東京で約305Kであり、都心を中心に高温に 分布しており、WBGT もこれに対応した分布が見られ た(図1). 図には示してないが黒球温度も同様の分布 であった. WBGT と黒球温度に対する輝度温度の相関 関係を図2に示す.決定係数R<sup>2</sup>はそれぞれ0.54,0.56 であった. 雲の影響により輝度温度が低くなり, 相関が 外れている地点もあったが、両者の間には正の相関関 係が見られた. 同様に Band14, band15 でも相関関係を 見てみると WBGT はそれぞれ 0.55, 0.49, 黒球温度は 0.57, 0.48 と Band13 と概ね同程度の相関関係がみられ た. WBGT より黒球温度で決定係数が高かった要因と して,輝度温度と黒球温度は広義的には放射に依存す る共通点があるためであると考えられる. 結果として WBGT も決定係数が高くなったと考えられる.

#### 4. まとめ

関東広域がほぼ雲に覆われず晴れていた日を対象に ひまわり8号輝度温度情報を用いて関東74地点におけ るWBGTおよび黒球温度との対応性に着目し考察を行 った.輝度温度とWBGTおよび黒球温度は正の相関が みられ,衛星データから地上の熱ストレスを評価でき る可能性が示唆された.

本研究では1 事例での評価であるため、今後は解析 期間を広げて異なる天候条件や複数のバンドを対象と して評価していく必要がある.

#### 謝辞

ひまわり8号データは千葉大学環境リモートセンシン グ研究センターで提供されたものを利用しました.

#### 参考文献

環境省熱中症予防サイト, http://www.wbgt.env.go.jp/,
 (2019/6/27 閲覧)



図1 輝度温度とWBGTの空間分布(74地点)



図2 輝度温度とWBGT および黒球温度の相関関係

## PM<sub>2.5</sub> 高濃度イベント発生時の気象条件 \*<sup>早崎将光(日本自動車研究所)</sup>

#### 1. はじめに

2009 年に環境基準が設定された PM<sub>25</sub>は, 導入初期 には広域高濃度イベントの多発などして環境基準達成 率(長期基準:年度平均値 15 µg/m<sup>3</sup>未満)は低かった が,近年の環境基準達成率はほぼ 90%に達している. ただし,光化学反応による二次粒子生成に適した晴天・ 高温日や地表付近の接地逆転層形成などの気象条件に より,短期的な高濃度イベントは現在でも時折発生し, 短期基準(日平均値 35 µg/m<sup>3</sup>)を超過するケースもあ る.本研究では,日本国内の短期的(数時間〜数日) な PM<sub>25</sub>高濃度イベントの動態(空間規模,季節性など) を調査し,背景場の気象条件について検討する.

#### 2. データと解析手法

大気汚染常時監視測定局(常監局)のPM25測定値(1時間間隔,2013年~2019年6月末;2017年4月以後は速報値)を使用した.これら1時間値に統計的品質管理(QC)を適用し,空間規模の異なる高濃度(局所的・短時間高濃度と広域高濃度)を区分した.統計的QCで参照した統計期間は2014~2016年である.

広域的な PM₂5 高濃度を検出するため, 測定局データ ではなく, 格子平均値(格子間隔 25km)を用いた.格 子平均値は, 格子内に存在する測定値から空間代表性 のある測定値だけを選択し, その算術平均値とした. 作成した格子平均1時間値を用いて日最大 8時間平均 値(DMA8)を定め, 広域かつ持続性のある PM₂5 高濃 度(本研究では DMA8 ≥ 50 µg/m3 とする)を検出し, 同じ日付内で高濃度格子点が14 地点(約 9000km<sup>2</sup>; 千 葉県と埼玉県の合計面積程度)以上の場合を「広域高 濃度日」とした.連続した広域高濃度日の場合は一つ のイベントとしてカウントした.

また,前述の統計的 QC において局所的な高濃度と 判別された測定値は,広域高濃度とは別に季節性・発 生場所などに関する解析をおこなった.

#### 3. 広域高濃度の発生動態

広域高濃度イベントは、2014年1月以後で35回(合計60日)発生していた(表1).このうち、黄砂由来と 考えられる高濃度(気象官署の「黄砂日」と同一日) は2回(2日)である.年別に見ると、2014年は14回 (31日)、2015年は10回(13日)の広域高濃度イベン トが発生しており,両年で全イベント数の約2/3を占める.2016年以後では年間2-3回程度であり,近年の環境基準達成率の急上昇(2013年度で16.1%,2017年度で89.9%)とも整合的である.

季節性をみると、広域高濃度は冬・春に多い. 冬期 には、夜間の放射冷却に伴う接地逆転層が形成されや すく、地表付近を排出源とする大気汚染物質が逆転層 内で蓄積されやすい. また、春期は移動性高気圧の勢 力圏下での日射量が大きく、事例によっては沈降性逆 転が形成されることで汚染気塊が比較的下層に閉じ込 められている事も寄与している可能性がある.

夏期には大都市近郊での高濃度も時折見られるものの、広域高濃度として区分される空間規模には至らない. 盛夏期での PM25 高濃度が見られにくい要因としては、(1)自動車排ガス規制・VOC 規制など、二次粒子生成の前駆物質の排出規制が進行したこと、(2)2015・2016年には8月に接近・上陸した台風も多く、都市近郊での盛夏期の大気汚染に適した気象条件が持続しにくかったこと、などが考えられる.

#### 4. 局所・短時間高濃度の発生動態

前報まで(2016年秋気象学会;解析期間2015年12 月まで)の解析で,秋~冬の広域高濃度イベントの約 半数で,地上付近の接地逆転層の存在を指摘していた. 解析期間を延長した本研究でも,一部の事例で同様の 接地逆転層を確認できたが,広域高濃度イベントだけ でなく局所的・短時間の高濃度の一部にも接地逆転層 の存在が疑われるケースがあった.これらのケースは 秋・冬に多い.先行研究[1]が指摘するように,降雨前に 実施されやすい野焼きを由来とした PM<sub>25</sub>高濃度が本 研究での局所・短時間高濃度の一部として検出されて いる可能性がある.

受1.角	<b>释析</b>	期間	(20	014	年~	2019	)年(	5月)	の	$PM_2$	5広	域高	濃厚
ベン	トの	)月短	別発	生数	い技	続₽	3数.	黄	砂日	はA	Dで	表表	б.
month	-									0	N	0	tet
monter			141	A	IN I			A		0	N.		tota
		-											
Revent	8	5	7	2	4	1	1	2	0	3	0	2	3
Hevent Hday	8 11	5 11	7 13	2 5	4	1 6	1 1	2	0	3	0	2	3

参考文献

[1] 富山ほか, 2017, 大気環境学会誌, 52, 105-117.

## 衛星搭載ドップラー風ライダーデータの同化による 航空路の風の予測への影響

\*松本紋子 (ANA ホールディングス株式会社), 宮本佳明 (慶應義塾大学), 岡本幸三 (気象研究所), 石井昌憲 (情報通信研究機構)

#### 1. 背景

現在の航空機運航は、予報された上層気象データに 基づき設定された飛行経路や飛行高度に沿って飛行を 実施している.しかしながら、風向・風速などの気象 情報は予報と実態では異なる場合が多く、計画と実際 に使用する燃料差が一定度生じている.

上層気象予測に用いる上層大気での風の観測は,地 上固定観測機器やラジオゾンデ,気象衛星ひまわりに よる2次元大気追跡風,航空機等によって観測されて いるが,利用できるデータに制限がある.よって,グ ローバル且つ均一に対流圏の風の高度分布を計測でき る衛星搭載ドップラー風ライダーの導入によって,上 層気象予測の精度向上が期待されている.

そこで本研究では、2013年に情報通信研究機構と気象研究所が実施した、超低高度軌道に対する将来の衛 星搭載コヒーレントドップラー風ライダー(DWL)の 影響評価を行う際に用いた観測システムシミュレーシ ョン実験(OSSE)データ[1][2][3]を用い、航空機の路 線に特化してDWL 同化の影響を検証した.

#### 2. 使用データについて

極軌道と熱帯軌道の 2 つの超低高度衛星に搭載され た DWL を想定した OSSE を実施し, DWL 導入時の予 報データと DWL 未導入時の予報データを比較した. な お,全体的影響と季節的依存性を評価するために 2010 年1月と8月のデータで検証を行った.

また、本研究では航空機の運航に特化した影響を検 証すべく、飛行計画を作成する際に多く利用される 12 時間後、250 hPa の各エリアにおける予報データを使用 した.図1に今回検証に使用したエリアを示す.



図1: 各路線検証エリア

3. 結果

2010年1月の結果では、エリア毎で導入時の影響が

大きく異なる結果となった. SAS, PAC, NAM エリア では、東西風速、南北風速、ベクトル風速予報値に対 する差分の RMSE 値が 0.7 ~ 1.0 m/s 程度であるのに対 し、RUS、JPN エリアでは、差分の RMSE 値が 0.1 ~ 0.3 m/s 程度であった.(図 2a,b)

2010 年 8 月の結果では、エリア毎による影響は 1 月 と比較し小さかったものの、全体的に差分の RMSE 値 が 0.4~0.8 m/s 程度であることが確認された.(図 2c,d)

なお、2010年1月並びに8月の結果共、衛星軌道の 違いによる影響は大きく確認されなかった。



図 2: DWL 導入時と未導入時の差分 RMSE 値 (a) 2010 年 1 月極軌道衛星 DWL, (b) 2010 年 1 月熱 帯軌道衛星 DWL, (c) 2010 年 8 月極軌道衛星 DWL, (d) 2010 年 8 月熱帯軌道衛星 DWL

#### 4. まとめ

衛星搭載 DWL 導入時の季節毎, エリア毎による影響 を確認することが出来た.衛星軌道の違いによる影響 は今回の検証では大きく確認されなかった.

#### 謝辞

本研究は、科学研究費基盤研究 C19K04849 の支援を 受けて行われた。

#### 参考文献

- Ishii, S., and Philippe, B., et al., 2017: Feasibility Study for Future Space-Borne Coherent Doppler Wind Lidar, Part 1: Instrumental Overview for Global Wind Profile Observation
- [2] Philippe, B., and Ishii, S., et al., 2017: Feasibility Study for Future Spaceborne Coherent Doppler Wind Lidar, Part 2: Measurement Simulation Algorithms and Retrieval Error Characterization
- [3] Okamoto, K., and Ishibashi, T., et al., 2018: Feasibility Study for Future Space-Borne Coherent Doppler Wind Lidar, Part 3: Impact Assessment Using Sensitivity Observing System Simulation Experiments

## 雲のステレオ観測による雲底高度および風速プロファイル 計測手法の開発

\*安藤大貴,山崎未紗,鈴木秀彦(明治大学理工学研究科)

静止衛星から得られる雲画像のトラッキングにより 風速を求める手法は広く応用されている。同様の手法 は惑星探査においても応用されており。大気表層に現 れる濃淡模様の時間発展を追跡することで、その場観 測が難しい惑星大気の風速の推定が行われている。

本稿では地上観測によって得られる雲の連続画像を 用いて風速を導出する手法を報告する。地上観測の利 点は、衛星観測に比べ撮影対象 (雲) までの距離が短い ため、地上に一定の距離を離して設置した2台のカメ ラによって同時に同一の雲を撮影することで、その雲 に対する視差を検出することが可能なこととである。 この視差を利用して雲までの距離、すなわち雲の 雲底高度を推定する観測手法をステレオカメラ観 測と呼ぶ。本研究ではステレオカメラ観測により 地上から雲底の3次元構造を連続的に観測し、さ らに高度と紐づけされた特徴構造の時間発展を追 跡することで、風速度の高度分布までを計測する 手法の確立を試みた。観測は、主に明治大学生田 キャンパス(神奈川県川崎市)の敷地内に20m程 度の間隔をおいて、視野の大部分が重なるように 設置した2台のカメラによって行った。 ステレオ カメラ観測では2台のカメラの光軸を完全に平行 にすることが望ましいが、20m 離れた場所でこの アライメントを正確に実現することは困難である。 そこで、本研究においては2台のカメラによる画 像が、もう一方のカメラで得られた画像と同一の 方向を向いて撮影した画像と同等になるようにプ ログラム上で変換することで平行化を実現した。 この変換には2台のカメラで同時に得られた恒星 像を利用した。恒星は天球上に固有の座標(赤道 座標)を持っているが、それぞれのカメラで得ら れる画像の各画素に赤道座標値を対応させること で、2台のカメラの天球に対する姿勢がそれぞれ 求まる。この作業により2台のカメラの画角のず れをサブピクセル程度の精度で正確に求めること ができる。この情報を用いて、一方のカメラで得 られた画像を、もう一方のカメラの光軸方向に向 けて撮影したかのような画像に変換(平行化)す ることができる。この平行化を行うと、星は十分

遠方にあるため2台のカメラで得られた恒星像は サブピクセルの精度で一致する。一方、雲など有 限の距離に存在する構造に対しては、2台のカメ ラで同時撮影した場合でも、その視線距離に応じ た視差(赤道座標上でのズレ)を生じる。この視 差を同時撮像された雲画像の各部分について求め ることで、雲底の視線方向に沿った凹凸情報、す なわち、3次元構造が得られる。これにより、雲 画像における特徴的な形状や濃淡がどの高度にあ るかを特定することができる。したがって、この ステレオ観測を連続的に行い、各高度の特徴点が どのように移動するかを検出することで、雲底が 見えている高度範囲における風速の高度分布の情 報を得ることができる。本稿で示す風速の高度分 布の導出方法は、雲が存在する状況でのみ有効で あるが、レーウィンゾンデやレーダーに比べて必 要な設備がカメラ2台のみと簡易かつ安価である ことが特徴である。特に低層の雲の合間から中層 の雲が見える場合においては、広い高度範囲(数 百メートルから数キロメートル)での風速推定を 離散的ながら行うことができる。このような状況 においては、ホドグラフ解析による総観スケール の温度空間勾配の推定も可能となる。

本稿では、この手法によって得られた風速分布 の例および風速推定が困難であった事例を示すと ともに、客観解析データやレーウィンゾンデによ る高層気象観測との比較検証結果を示し、同手法 の有用性について報告する。

## ひまわり 8 号の多時刻観測データを用いた 地表面温度・地表面分光放射率・水蒸気量の同時推定 <sup>永尾隆</sup>(東大 AORI)

#### 1. はじめに

熱赤外マルチスペクトルデータからの地表面温度 (LST)・地表面分光放射率(LSE)の推定は、たとえ大気 状態が既知でも、未知数の数が常に観測データの数よ りも多い劣決定問題で、拘束条件なしには解が一意に 決まらない(LST/E 分離問題:Nバンドの観測データに 対して、LST とNバンドのLSE が未知数)。

本研究では、ひまわり 8 号/AHI の多時刻観測データ を利用して LST と LTE と可降水量(TPW)を同時に推定 する手法を実装した。本手法は LSE が多時刻観測間で 変わらないと仮定して LST/E 分離を解く。これは MODIS の Day/Night アルゴリズム[1]を AHI の多時刻観 測データに拡張した手法で、同様の手法は先行して提 案されているが[2,3]、大気補正(TPW 推定)を同時の行 う点と、AHI への適用は新しい。本手法で AHI から得 られた LSE を ASTER や MODIS と、LST を MODIS と、 TPW を地上観測と比較して評価した。

#### 2. データと手法

本手法の概要を述べる。a)入力輝度データは AHI の 8.6、10.4、11.2、12.3µm バンドの昼と夜の観測値、3.9µm バンドの夜の観測値とした。入力ファイルは3時間間 隔(00,03,...21 UTC)の輝度データを1日分とした。b) N 時刻 M バンドの観測値から N 時刻分の LST と TPW、 M バンド分の LSE を推定する。c) 最適化法は Optimal Estimation [4] を使った。LSE の先験値分布(期待値と分 散)は ASTER Spectral Library[5]をもとに、AHI バンドで の植生指数(NDVI)で LSE を近似する経験的モデルを作 り、画素毎に与えた。d) 放射伝達計算は RTTOV v12 [6] を使った。e) Australia を観測したデータを使用した。

#### 3. 結果と考察と今後

図1はAHIの8.6、10.4、11.2、12.3µm バンドのLSE をASTER Global Emissivity Dataset (GED) と MODIS Land Surface Temperature and Emissivity Product (MOD11) のLSE と比較した。ASTER-GED とはバイアスが -0.003~0.009、RMSE が 0.013~0.015 で非常によく一致 した(図1上段)。 MOD11 とも 8.6 µm 帯のLSE のバイ アスを除いてよく一致した (図1 下段)。図2 上に Australia Alice Springs での AHI と MODIS の LST の時 系列を示す。AHI の LST は非常に滑らかで、MODIS とも整合した。ただし Aqua/MODIS (MYD11)の昼間の LST に対する過小評価傾向は原因の精査が必要である。 図 2 下は同地点の SuomiNet で計測された GPS TPW と の比較で、絶対値・時間変化ともによく一致した。

以上、AHI の多時刻観測データからの LST、LSE、 TPW の同時推定法を実装し、Australia での結果は他衛 星観測や地上観測と定量的によく一致した。本手法の 強みは同時推定にあるが、一方で多時刻観測間で LSE が不変とみなせる晴天データが必要という制約がある。 LSE は本手法で逐次更新しつつ、LST・水蒸気量推定 は Generalized Split-Window 法[7]などの高速な手法を使 うハイブリットな仕組みが実用的であろう。



図1 LSE の比較. (上段) AHI vs. ASTER, (下段) vs. MODIS.





- と SuomiNet GPS TPW の時系列.
- 参考文献
- [1] Wan, Z.-M. and Z.-L. Li, 1997, IEEE TGRS.
- [2] Li, Z.-L. et al., 2013, RSE.
- [3] GOES-R ABI ATBD for LSE (Version 1.0, July 2010)
- [4] Rodgers, C. D., World Scientific, 2000.
- [5] Baldridge, A. M., et al., 2009, RSE.
- [6] Saunders, R., et al., 2018, GMD.
- [7] Wan, Z.-M. and J. Dozier J., 1996, IEEE TGRS.

## 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)

#### <u>1. 背景</u>

ウィンドプロファイラ(以下、WPR)は、晴天域における 風速 3 成分(鉛直風、東西風、南北風)の高度プロファイ ルを測定するレーダーである。日本や欧州では WPR を 用いた風速観測網が既に構築されており、WPR から得ら れた風速観測データが数値予報等の日常の気象業務に 利用されている。しかし、WPR には大気エコー以外の不 要なエコー(クラッタ)が受信信号に混入することで、測定 データの欠損や品質低下が発生する問題がある。アダプ ティブクラッタ抑圧(以下、ACS)では、サブアレイアンテナ (以下、サブアレイ)を用いた多チャンネル受信を行う。さら に、適応信号処理(ノルム拘束・方向拘束付き電力最小化 法:NC-DCMP)を用いてサブアレイから得た受信信号を 重み付け合成することで、メインビームの特性劣化を最小 限に抑えながら、クラッタの受信強度が最小となるよう受信 ビームパターンのサイドローブを制御する。ACS は、受信 信号に混入するクラッタを動的に低減できる利点がある。 ACSには、複数のサブアレイから受信信号を得る機能(多 チャンネル受信機能)が必要である。近年のデジタル技術 の進展により、ACS に必要となる多チャンネル受信を比較 的容易に実現することが可能となっている。

#### <u>2. 研究開発の目的</u>

本研究開発の目的は、ACS の実証実験と性能評価を 実施することで、ACSがWPRの測定データ品質を向上さ せる実用的な手段であることを示すことである。本研究開 発では、実証実験と性能評価に必要となるハードウェアの 製作も行う。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

実証実験を実施する既設のWPRとして、東京都小金 井市のNICT本部で設置・運用されているLQ-13を使用 する。また、気象業務のために実運用されているWPRを 用いた実証実験を実施する予定である。

LQ-13の主アンテナを構成する13個のサブアレイ(ル ネベルグレンズ)を用いたACS機能を実現することを目的 とした、観測システムを製作している。クラッタ受信用のア ンテナ(以下、ACS 用サブアレイ)を付加することで、既設 のWPRにACS機能を付加できることが示されている[1]。 クラッタ源は地表の固定物や、地表及び空中に存在する 移動体など多岐にわたる。そのため、指向性が異なる ACS用サブアレイを用いることで、クラッタの特性に応じて 効果的にクラッタを低減することを検討する。ACS 用サブ アレイとして、指向性が異なる八木アンテナとコリニアアン テナを製作し、特性評価を実施した(図 1)。気象業務のた めに実運用されている WPR に開発した ACS 用サブアレ イを付加することで、ACS の実証実験を実施する予定で ある。

発表では、本研究開発の概要と開発状況を紹介する。



図1 ACS 用サブアレイアンテナ (左:12 素子八木アンテナ、右:3 段コリニアアンテナ)

#### <u>謝辞</u>

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。

#### <u>参考文献</u>

 M. K. Yamamoto, S. Kawamura and K. Nishimura, "Facility implementation of adaptive clutter suppression to an existing wind profiler radar: First result," *IEICE Communications Express*, vol. 6, no. 9, pp. 513 - 518, 2017.

## GOSAT, GOSAT-2の Proxy 法によるメタン濃度導出 における CH4:CO2 比の検証

\*押尾晴樹, 吉田幸生, 松永恒雄 (国立環境研究所)

#### 1. はじめに

メタン(CH4)は二酸化炭素(CO2)に次いで重要な温室 効果ガスであり、衛星観測によりその時空間変動を捉 えることが求められている.カラム平均濃度(XCH4)の 導出には短波長外の反射光が利用されており、そのと きに雲やエアロゾルの散乱による光路長変動を考慮す る必要がある.その方法として、気体濃度と同時に雲や エアロゾルのパラメータも導出する Full physics 法[1]と 光路長の変動度合いの情報を対象気体とは別の気体か ら得る Proxy 法[2]がある.Proxy 法は、雲やエアロゾル が存在しても比較的正確に解けると考えられ、有効な 導出結果数が Full physics 法より増えると期待される. GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite)は 2009 年 1月の打ち上げ以来,Full physics 法による XCH4 を提供 してきたが、2018 年 10 月に打ち上げられた GOSAT-2 では Proxy 法による XCH4 の提供も予定している.

#### 2. 使用データと方法

Proxy 法による XCH4 は式(1)で表される[2].

$$XCH_4 = R_p XCO_{2,MDL}, \quad R_p = \frac{XCH_{4,CLR}}{XCO_{2,CLR}} \tag{1}$$

 $XCH_{4,CLR}, XCO_{2,CLR}$ は散乱なしの仮定で導出した XCH<sub>4</sub> と XCO<sub>2</sub>,  $XCO_{2,MDL}$ は XCO<sub>2</sub> のモデル計算値である. 1.67 µm の CH<sub>4</sub>バンドとそれに近い 1.6 µm の CO<sub>2</sub>バン ドでは光路長変動が同程度と考えられ, 比( $R_p$ )において 光路長変動の影響が相殺すると期待される. しかしど のような条件の範囲で相殺するかは十分明らかになっ ていない. そこで本研究では雲やエアロゾルの散乱を 考慮して $R_p$ を検証した. GOSAT FTS (Fourier Transform Spectrometer) L1B V210210 プロダクトから $R_p$ を計算し た. 地上データとして TCCON (Total Carbon Column Observing Network)の XCH<sub>4</sub> と XCO<sub>2</sub>の比を求めた.

#### 3. 雲やエアロゾルと R<sub>o</sub>の関係

雲の情報として GOSAT CAI (Cloud and Aerosol Imager)による FTS 視野内の雲被覆率を用いた、また高高度の散乱物の情報として、FTS 2  $\mu$ m 帯の水蒸気吸収 チャンネルの輝度をノイズで規格化した値を用いた、 雲がなく規格化輝度  $\leq 1$  の場合、 $R_p$ の誤差(TCCON を 基準にした相対誤差 $\Delta_{R_p}$ )は 0.5%程であった.規格化輝 度が増加すると $\Delta_{R_p}$ が増加し、10を超えると $\Delta_{R_p}$ も 1% 以上となった.散乱物が増えると、CH<sub>4</sub>バンドの方がア ルベドが高いことによる CH<sub>4</sub> と CO<sub>2</sub>の光路長変動の差 が顕著になるためとみられる.雲がない場合は $\Delta_{R_p}$ の増 加は緩やかであった.規格化輝度 $\leq 1$ の場合,雲被覆率  $\leq 0.3$ であれば、 $\Delta_{R_p}$ は 0.5%程度で安定していたが、雲 が増えると $\Delta_{R_p}$ がばらついた.モデル計算値を用いて鉛 直分布の影響も検討したところ、CH<sub>4</sub> と CO<sub>2</sub>の鉛直分 布の違いにより、規格化輝度に対する $\Delta_{R_p}$ の増加度は異 なったが、雲に対する $\Delta_{R_p}$ の変化は変わらなかった.以 上より、規格化輝度 $\leq 10$ かつ雲被覆率=0と規格化輝度  $\leq 1$ かつ雲被覆率 $\leq 0.3$ のデータを後の処理に用いた.

#### 4. 誤差要因とバイアス補正

 $R_p$ のバイアス( $\Delta_{R_p}$ の平均値)は0.47%でFull physics 法 の XCH<sub>4</sub>のバイアスと同程度,精度( $\Delta_{R_p}$ の標準偏差)は 0.56%でFull physics 法の 0.8-0.9%よりも高かった.全 般的なバイアスは大きくはなかったが、時空間的な変 動を小さくするために、バイアスの変動をよく説明し た CH<sub>4</sub>バンドと CO<sub>2</sub>バンドのアルベド差や規格化輝度 などを用いて補正を行った、導出結果の数はFull physics 法に比べて大幅に増加した(図1).これは、現 状のFull physics 法では雲なし・規格化輝度雲≦1のデ ータを対象としているのに対し、3章の様に基準を緩め たためである、当日は GOSAT-2 についても発表する.

#### 2°grid内の導出結果数(2017年6月) 時空間的なカバレッジの差



#### 図1 Proxy 法と Full physics 法の導出結果数.

#### 参考文献

Connor B.J., et al., 2008, J. Geophys. Res., 113, D05305.
 Frankenberg, C., et al., 2005, Science, 308, 1010-1014.

## 船舶観測データと衛星プロダクトによる雲量の研究

\*中辻 菜穂、廣瀬 沙羅、久慈 誠 (奈良女子大)、堀 雅裕 (JAXA/EORC)

#### 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 データが充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、並びにひまわり8号の雲プ ロダクトの比較結果について報告する。

#### 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、並びにひまわり 8号の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。

【Himawari】ひまわり 8 号の可視赤外放射計<sup>[4]</sup> による 観測データから、波長 500 nm における光学的厚さが推 定されている。この雲の光学的厚さは、2015 年 7 月か ら継続して、10 分間隔で提供されている<sup>[5]</sup>。尚、今回使 用したバージョンは 1.0 である。

ひまわり8号の雲量は、雲光学的厚さが0より大き な、しらせ上空の画素の出現頻度として評価し、全天カ メラとの比較を行った。 図1に、ひまわり8号と全天カメラの日平均雲量の比較の初期解析結果を示す。回帰直線の傾きが0.37となった。 β バージョンの傾き0.38と同様に、ひまわり8号 の方が全天カメラよりも、過小評価傾向である事が分かる。また、相関係数は0.77と、強い正の相関を示した。

今回の解析結果より、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 2017年11月17日から2017年12月7日、並 びに2018年3月12日から2018年4月11日の、日 平均雲量の散布図。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、ひまわり8号と全天カメラの日平均雲量 の比較を行った。今後は、解析精度の向上を目指し、引 き続き全天カメラ、雲底高度計、目視による観測データ、 並びにひまわり8号の雲プロダクトの解析を行う予定で ある。

謝辞 ひまわりのエアロゾルプロダクトの利用にあたり、 JAXA P-Tree 事務局のサポートを受けました。また、 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。

#### 参考文献

-356-

- [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] 別所, 2016, 天気, 63, 1015-1023.
- [5] JAXA ひまわりモニタ, http://www.eorc.jaxa.jp/ ptree/index\_j.html (2019/07/03 閲覧).

#### 3. 結果
## Neural Network を用いた偏波間位相差観測データ スムージング手法の提案

\*末澤卓(首都大学東京大学院),妻鹿友昭,金東均(首都大学東京), 菊池博史(電気通信大学),牛尾知雄(首都大学東京),

## 1. 序論

X-Band 気象レーダの降雨減衰補正のため, 偏波間位 相差変化率(Kdp)を用いた self-consistent method が用い られている<sup>[1]</sup>. Kdp は偏波間位相差(φ<sub>φ</sub>)の距離方向変 化率を計算することで得られるが,観測される φ φ は多 くのノイズを含むため、Kdp 算出の前にスムージング をかける必要がある. 従来 Finite Impulse Response Filter (FIR)を用いた ø m のスムージングが行われてきた<sup>[2]</sup>. FIR フィルタを用いたスムージングでは除去したいノ イズのスケールと、算出したい Kdp のスケールのトレ ードオフを行った上で FIR フィルタのパラメータ最適 化を行う必要がある. 算出したい Kdp のスケールは局 地的豪雨や広範囲に広がる層状性降雨の場合等、事例 ごとに異なるため、降雨事例ごとに FIR フィルタのパ ラメータ最適化の必要が生じる.本研究では Neural Network を用いて、このような観測事例ごとのパラメー タ最適化を行わずに φ φ をスムージングする手法の開 発を目指す.

## 2. 提案手法

本研究では Neural Network を用いて $\phi_{\phi}$ のスムージ ングを行う. Neural Network の第*l*層における処理は

$$\mathbf{z}_{q}^{(l)} = f^{(l)} \left( \sum_{p=1}^{P} \mathbf{w}_{qp}^{(l)} \mathbf{z}_{p}^{(l-1)} + \mathbf{b}_{q}^{(l)} \right)$$

で表される. すなわち入力,z に重み,w をかけ, bias,b を たした後,非線形関数,f を適用したものを次の層に入力 する処理を繰り返す. 任意の入力に対し,適切な出力が 得られるよう w および b の最適化を行うことを学習と 呼ぶ. Neural Network の学習には φ ф 模擬データを用い る. 模擬データの作成にあたっては,まず理想的な φ ф を作成し,これにノイズ成分を加える手順で作成した. Neural Network の入力にはノイズを含んだ φ ф を,教師 データとしてノイズを含まない φ ф を用いる. 10 万ケ ースの模擬データセットを用いて,200 サイクルの学習 を行った. 学習済 Neural Network に埼玉大学に設置さ れたマルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ (MP-PAWR)の φ ф 観測データを入力し,スムージング 性能の確認を行う.

3. 結果と考察

図1に2018年10月01日午前0時20分にMP-PAWR によって観測されたφφ観測データ(青)に対し,提案手 法(赤)とFIRフィルタ(緑)をそれぞれ適用したスムージ ングの結果を示す. 距離20~40kmの範囲でφφが大き く変化しており,提案手法ではノイズなくスムージン グできている一方で,FIRフィルタでは観測されたφφ のノイズを除去しきれていない.φφ観測データの前処 理やFIRフィルタのパラメータ最適化を行う事により, このようなノイズを低減しうるが,提案手法ではこの ような前処理を一切必要としない. 今後提案手法によ り算出された Kdpを用いて減衰補正を行ったレーダ反 射因子(Zh)を用いて,地上雨量推定を行い,提案手法の 確からしさを検証する.

### 4. まとめ

本研究では Neural Network を用いた $\phi_{\phi}$ のスムージ ング手法を提案した.本手法は異常値除去やパラメー タ最適化などの前処理を行うことなくスムージングを 行うことができる. 今後 Kdp を算出し,降雨減衰補正 および降雨強度推定精度の評価を行う.



参考文献

- S. Park, et al., 2005, J. Atmos. Oceanic Technol., 22, 1621-1632.
- [2] Bringi and Chandrasekar, 2005, *Cambridge University* Press.

## 気象用フェーズドアレイレーダに対するニューラルネット ワークを用いた適応型ビーム形成手法の検討 \*菊池博史(電通大), 牛尾知雄(首都大院), 芳原容英(電通大)

#### 1. はじめに

我々は、気象用フェーズドアレイレーダ(PAWR)を用 いて降雨観測および解析を行っている. PAWR は、仰 角方向からの受信信号に対して Digital Beam Forming(DBF)処理を行うことで高時間分解能を実現し ている.本レーダシステムは DBF 処理手法として、フ ーリエビームフォーマ法(FR 法)を採用している.しか しFR 法は、観測領域内にビル等の障害物がある場合や 非常に強い降雨が生じた場合、干渉波の影響を受けや すく、擬似エコーが生じ、観測誤差が生じる問題点が ある.そこで本研究ではFR 法に代わる新たな信号処理 手法として、ニューラルネットワーク (NN)を用いた 適応型ビーム形成手法による到来方向推定手法を提案 する.本手法は干渉波の影響を低減することを目的と している.

#### 2. 提案手法

受信信号と推定する入射波の関係について述べる. 各仰角からの到来波に対し,各素子にて生じる位相差 を表す方向ベクトルs(6m)および方向行列Sを式(1),(2) のように定義する.

$$\mathbf{s}(\theta_m) = \left[1 \, \exp\left(-j \, \frac{2\pi}{\lambda} d \sin \theta_m\right) \, \cdots \, \exp\left(-j \, \frac{2\pi}{\lambda} (N - 1) \right) \right]$$

1)  $d \sin \theta_m$ 

$$\mathbf{S} = [\mathbf{s}(\theta_1) \ \mathbf{s}(\theta_2) \cdots \mathbf{s}(\theta_M)] \tag{2}$$

(1)

ここで*1*, *N*, *d* はそれぞれ波長[m], 素子数, 素子間 隔[m]となり, 上添字 T は転置を表す. 上記方向ベク トルおよび方向行列を用いて, 各仰角からの到来波信 号 *x* と各素子の受信信号 *y*の間には式(3)の関係が成り 立つ.

$$y_l = \sum_{k=1}^{M} x_l(\theta_k) s(\theta_k) + v_l = S x_l + v_l \qquad (3)$$

また、到来波信号 xおよび受信信号 yは式(4)および(5) のように表され、下添字1は1番目のパルス送信時の観 測データを表わす. yは雑音ベクトルである.

 $\mathbf{x}_{l} = [\mathbf{x}_{l}(\boldsymbol{\theta}_{1}) \ \mathbf{x}_{l}(\boldsymbol{\theta}_{2}) \ \cdots \ \mathbf{x}_{l}(\boldsymbol{\theta}_{M})]^{T}$ (4)

$$y_{l} = [y_{0,l} y_{1,l} \cdots y_{N-1,l}]^{T}$$
 (5)

重み付き合成処理**2**の出力は次の式(6)のように表すことができる.

$$\mathbf{z}_{\mathbb{I}} = \mathbf{W}^{H} \mathbf{y}_{\mathbb{I}} \tag{6}$$

ただし、Wは重み係数、上添字Hは共役転置を表す.

Capon 法とは、ある方向にメインローブを向けると 同時に他の方向からの出力への寄与を最小化する手法 である.従来用いられている FR 法の重み係数は式(7) のようになるが、Capon 法の重み係数は式(8)のように なる.

$$W_m = \frac{s(\theta_m)}{N} \tag{7}$$

$$W_{mdCP} = \frac{(R_y + M)^{-1} s(\theta_m)}{s^H(\theta_m) (R_y + M)^{-1} s(\theta_m)}$$
(8)

ただし、R,は相関行列といい、式(9)で表される.

## $\boldsymbol{R}_{\boldsymbol{y}} = \boldsymbol{E}[\boldsymbol{y}_{l}\boldsymbol{y}_{l}^{H}] \approx \sum_{l=1}^{L} \boldsymbol{y}_{l}\boldsymbol{y}_{l}^{H} \tag{9}$

λの値は任意で決定できることから、本研究における 気象レーダへの適用を考慮した最適なλの推定が重要 となる.最適なλの推定方法として、本研究では NN を用いる.NN は 3 層(入力層,隠れ層,出力層)で構成 され、入力層には各素子における受信信号を入力する. PAWR を想定した場合、その要素数は 128 となる.ま た隠れ層の要素数を 20、出力層の要素数は 1として最 適なλを出力する.学習過程において,数値シミュレー ションによって、実際の観測で想定され得るクラッタ と降雨が混在する状況を仮定し、学習用のデータを作 成する.学習用データに対する最適な λの値を Back-propagation によって学習させる.これによって、 受信信号から最適な λを予測する NN を構築した.

#### 3. 実データへの適用結果

実観測データ(2016年7月1日13:56:15(晴れ))に, FR 法と Capon with NN 法を適用し,比較を行った.低仰 角には強いグランドクラッタエコー(-50 dB 程度)が 存在する状況において,FR 法は高仰角(10°)において 疑似エコー(-75dB)が存在する.一方で修正 Capon 法は 同じ地点での疑似エコーは見られず,10dB 以上のサイ ドローブ抑圧を実現し,その影響を仰角 5°以下に抑圧 できた.

#### 4. おわりに

本論文では NN を使った Capon 法を提案し,フェー ズドアレイレーダの実データに対してビーム形成手法 として適用した.その結果,既存の FR 法と比較して, クラッタの影響を低減することができた.今後は適用 事例を増やすことでより定量的な評価を行う予定であ る.

## X 帯二重偏波気象用フェーズドアレイレーダを用いた 粒子判別手法の初期検討

\*中村賢人(首都大院), 菊池博史(電通大), 妻鹿友昭, 牛尾知雄(首都大院)

### 1. はじめに

近年,埼玉大学に設置されたマルチパラメータフェ ーズドアレイ気象レーダ(以下, MP-PAWR)は,水平・ 垂直の二重偏波を用いた偏波観測と,デジタルビーム フォーミングと呼ばれる電子走査を用いた高速三次元 スキャニングが特徴である. MP-PAWR は 30 秒毎に 60km 圏内をボリュームスキャンすることが可能であ り,積乱雲中の降水コアを明確にとらえることができ る.そのため降水コアの鉛直・水平分布,発達から衰 退といったものが観測できる.また偏波観測により, 雨滴の粒径や種類の判別に関する情報を得ることがで きる.

この降水コアの分布や時間的変化を定量的及び定性 的に評価するために本研究では、降水コアのライフス テージ判別を行う.本稿ではその初期検討について降 水セルの粒子判別手法とその適用結果について述べる.

## 2. 観測データ

MP-PAWR の観測モードを表1に示す.本研究では高 層観測モードで取得されたデータを用いる.また観測 パラメータとして、レーダ反射因子(Zh[dBZ])、レーダ 反射因子差(Zdr[dB])、偏波間位相差変化率 (Kdp[deg/km])、偏波間相関係数(phv)を用いる.気温に ついては、アメダスで観測されたデータをもとに国際 標準大気を参考に作成したデータを用いる.

#### 3. 降水セルの粒子判別手法

先行研究として、ファジー理論を用いた降水セルの 粒子判別手法がある[1].ファジー理論とは、メンバー シップ関数を用いて曖昧なものを 0~1 の数値で定量的 に表現するための理論であり、機械学習などで用いら れる.本研究では MP-PAWR で得られた二次元降雨分 布に対し、ファジー理論を用いた粒子判別を行った. 手順は以下である.(1)レーダ反射が 15dBZ 以上の降水 セルを抽出する.(2)それぞれの観測パラメータをメン バーシップ関数に代入し、メンバーシップ値を得る.(3) メンバーシップ値で演算を行い、評価値を求め、粒子 の種類を判別する(詳細は参考文献[1]を参照).また判別 する粒子の種類は図1に示すような10種類である.

表1MP-PAWRの諸元

	低層観測	高層観測			
Frequency[GHz]	9.4				
Obs. Range[km]	80	60			
Range Resolution[m]	150	75			
Temporal Resolution[s]	60	30			



### 4. 二次元平面における粒子判別結果

図1にMP-PAWRにおいて2018年7月24日23時00 分に方位角140°で観測された降雨を粒子判別した結 果を示す.気温は高度およそ5km以上になると0℃を 下回るが,粒子判別結果を見ると高度5kmを境に雹や 霰が雨に変わっていることが分かる.また降雨の上空 は降水セルが細分化されており,定性的にファジー理 論を用いた粒子判別が機能していることが分かる.

#### 5. おわりに

本研究によって期待されることは、降水コアのライ フステージ判別及び積乱雲の発達・衰退を判定するア ルゴリズムの開発などへの応用である. 今後は三次元 分布への適用や、時間変化に着目することで、粒子判 別結果をライフステージ判別に応用するアルゴリズム の開発及び検討を行う.

#### 参考文献

 Hongping Liu, V.Chandrasekar, 1991, "Classification of Hydrometeors Based on Polarimetric Radar Measu rements:Development of Fuzzy Logic and Neuro-Fuz zy Systems, and In Situ Verification". 二重偏波フェーズドアレイレーダにおける適応ビーム形成手法の検討 \*内田柊平(首都大学東京),菊池博史(電気通信大学),吉川栄一(JAXA) 妻鹿友昭、牛尾知雄(首都大学東京)

#### 1. 序論

豪雨や突風に起因する気象災害による被害の軽減に は、原因となる気象災害の予測精度の向上やその情報 収集と配信が必要不可欠である.しかし、従来の気象レ ーダでは、時間・空間分解能の不足によりシビア現象の 観測には不向きである. そこでそれに対処するために 気象用マルチパラメータフェーズドアレイレーダ(MP-PAWR)が開発された. MP-PAWR は、仰角方向からの受信 信号に対して Digital Beam Forming(DBF)処理を行う ことで高時間分解能を実現している.本レーダシステ ムはDBF 処理手法として、フーリエビームフォーマ法 (FR 法)を採用している. しかし、FR 法は観測領域 内にビル等の障害物(グランドクラッタ)がある場合や 非常に強い降雨が生じた場合、アンテナサイドローブ の影響を受けやすく、疑似エコーが生じ、観測誤差が生 じる問題がある. そこで本研究では FR 法に代わる信号 処理手法として、最小二乗平均誤差法(Minimum Mean Square Error: MMSE)による到来波方向推定手法を MP-PAWR に適用し、グランドクラッタの影響を低減する ことを目的としている.

## 2. MMSE規範を用いたビームフォーミング

MMSE 法はアダプティブビームフォーミングで用い られる技術で、サイドローブが良く抑圧されることが 知られている. MMSE 法はコスト関数(1)を最小化する 重み係数を算出する.

$$J_{m} = E\left[\left|\boldsymbol{x}_{\theta_{m}} - \boldsymbol{W}_{MMSE_{\theta_{m}}}^{H}\boldsymbol{y}\right|^{2}\right] + Re\left\{\lambda\left(\boldsymbol{W}_{MMSE_{\theta_{m}}}^{H}\boldsymbol{s}(\theta_{m}) - 1\right)\right\}(1)$$

 $x_{\theta m}$ は所望のアレイ応答、 $W_{MMS}^{H}$  <sub>m</sub>は MMSE 法におけ る重みベクトル、yはアンテナ素子の入力ベクトルであ り、 $s(\theta_m)$ は各素子にて生じる位相ベクトルとなってい る.また、E[]はカッコ内の期待値を表し、第一項はア レイ出力応答と参照信号との二乗平均誤差を意味する. MSE 法による重み係数の算出法は FR 法によるアレイ 出力応答を初期値とし、そこから新たな重みベクトル を算出、参照信号の更新を行う.

## 3. 結果

2018年7月23日9時10分の晴天時の観測データへ

のDBF 適応結果(H 偏波)を図1に示す





DBF 適用結果(H 偏波)(左図:FR 法 右図:MSE法) MSE 法適応後は地表面の強いクラッタの影響による疑 似エコーを抑えることができていることが分かる.

次に垂直、水平偏波の二種類の信号によって得られ る偏波パラメータのうち偏波間相関係数(ρhv)への適 応結果を図2に示す.



図2 偏波間相関係数 ρhv Range-Elevation 分布 (左図:FR法 右図:MMSE法)

4[km]以下の地点のクラッタの影響を抑圧することが でき、また、5.5[km]地点のクラッタの影響を完全に取 り除くことができた.但し、非常に強度の強いクラッタ に対しては疑似エコーの抑圧が不十分であることがわ かる.

## 4. 結論

本研究では MP-PAWR におけるクラッターエコーの 抑圧に関してアダプティブビームフォーミングの実デ ータへの適用を行い,従来手法の FR 法と比較して MMSE 法はクラッタによる疑似エコーを大きく抑圧す ることができた. 但し、他のパラメータに対する影響や 疑似エコー抑圧が不十分な点に関しては今後の検討課 題である.

# パラメトリックスピーカーを用いた低騒音型 RASS 用音源の開発

\*六車光貴(京大生存研)・橋口浩之(京大生存研)

#### 1. はじめに

大気レーダー(ウィンドプロファイラー)と音波を併 用して気温の高度プロファイルを測定する RASS (Radio Acoustic Sounding System)技術は、 ラジオ ゾンデ観測に比べ, 高時間分解能で気温の高度 分布を測定可能である.これを数値予報モデルに データ同化できれば,予報精度向上にも資すると 考えられる. RASS ではブラッグ条件を満たす必要 があるため、使用する音波の周波数は、例えば気 象庁の 1.3GHz 帯 WINDAS の場合、 3kHz 程度 となる. このように RASS では可聴音域の大出力の 音を使用するため,騒音問題があり,観測場所が 制限される.この問題を解決するため、本研究で は, 鋭い指向性を持つ超指向性スピーカー(パラメ トリックスピーカー)を用いた低騒音型 RASS 用音 源の開発を目指している.なお,試験観測には, WINDAS と同じ周波数帯の信楽 MU 観測所設置 のルネベルグレンズ下部対流圏レーダー(LQ7)を 用いる.

## 2. パラメトリックスピーカーの原理

振幅変調させた超音波を大出力で空気中に発 射すると、空気の非線形性により2次波が発生し、 復調され可聴音を得ることができる.これを空気の 自己復調作用という.超音波の音軸上に自己復調 作用により2次波が生成されるが、この2次波は可 聴音を発する点音源として働き、その音源自体も 音速で進むことになる.よって可聴音を発する仮想 的なアレイが超音波の音軸上に構築される.これ は位相のずれたバーチャル音源の直線状アレイと みなすことができ(パラメトリックアレイ)、パラメトリッ クアレイの干渉の結果、可聴音の鋭いビームが生 成される[1].このようなアレイはアンテナ工学の分 野ではエンドファイアアレイと呼ばれる.

## 3. 反射型パラメトリックスピーカーの音漏れ評価

パラメトリックスピーカーを用いた LQ7-RASS 観 測実験のために,超音波送波器 1458 素子を用い たアレイ(650×650×160mm)の表面に撥水メッシュ を被せたものを製作した.このパラメトリックスピー カーを2セット用いて,防水性を担保するために図 1 のようにスピーカーを下向きに配置した反射型ス



図 2: 反射型パラメトリックスピーカー

ピーカーを作成した. 反射板にはコンパネにコンク リート平板を重ねたものを使用している. 実際に音 を出力させた時の横方向への音漏れは, 一般的な スピーカーに比べれば小さいが、パラメトリックスピ ーカー単体と比べると反射型の方が大きくなった. 音漏れを抑えるためには反射板の構造の見直しが 必要と考えている.

#### 4. LQ7-RASS 観測

反射型パラメトリックスピーカーを用いて, LQ7 で RASS 観測実験を行なった. RASS エコーが観測 できた一例を図 2 に示す.この時の天気は晴れで, 弱風という RASS 観測には好条件であったが,反 射型パラメトリックスピーカーを用いて高度 1km 程 度までの観測が可能であることが確認できた.

#### 5. **まとめ**

指向性の鋭いパラメトリックスピーカーを反射型 にすることで音漏れの少ない全天候型の RASS 用 スピーカーの開発を行なっている.スピーカー単 体を上空に向けた場合、音漏れはほぼ無視できる レベルであるが、反射型とすることで音漏れが大き くなり、更なる改良が必要である.また風が弱い時 には上空 1km 程度まで観測できたが、風が強くな ると RASS エコーが弱まった.今後は音漏れが発 生しにくい反射板構造を考えるとともに、風が強い 場合にもRASS エコーを取得可能とするように検討 したい.

#### 参考文献

W.-S. Gan, J. Yang, and T. Kamakura, A review of parametric acoustic array in air, Applied Acoustics, 73, 1211-1219, 2012.
 超指向性 超音波スピーカーキット、

https://www.switch-science.com/catalog/1842/



-361-

# 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(2)

\*堀江宏昭、大野裕一、花土 弘(情報通信研究機構)

## <u>1. はじめに</u>

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、開発を完了している(図1左)。図2に昨年1 2月に実施したテスト観測の取得データ(1分積分値)を 示す。Z因子を見ると、雲の上端のエコーの弱い領域にお いても観測できており、ドップラ速度を見ると上昇流が検 知できていることがわかる。観測時点のデータ取得につい ては暫定運用であったが、新たな処理システムを開発した。 この後調整・校正を実施する。また、レーダの送信管の寿 命により運用が制限されていたが、予備の送信管の調達の 目処がついた。従って、これから観測頻度を上げた運用を 目指す。

### 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-



図1 HG-SPIDER(左)、ES-SPIDER(右)

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。

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)。受信ビームの合成を デジタルビームフォーミング(DBF)と呼ぶ、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の 開発を行っており、各アンテナ素子からの信号を独立して 受信できるデジタル受信器を開発した。製作した2次元校 正システムにより各アンテナエレメントの位相校正を実 施している(図3)。オフライン DBF 処理は開発済みで あるが、オンライン DBF 処理に移行する予定である。 4. 最後に

今後 EarthCARE/CPR のアルゴリズム検証に必要な 観測計画を立案し、検証用の観測を、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。 謝辞 本研究の財源の一部は、総務省から受託した「電波 伝搬の観測・分析等の推進」によって行われた。







図3 ES-SPIDER 位相校正途中経過 (256 個のアンテナの位相を調整する)

# 大規模火山噴火後の地表気温応答-ENSO の位相による違い-

\*北林 翔, 高橋 洋 (首都大学東京大学院 都市環境科学研究科)

#### 1. はじめに

火山噴火が発生すると、噴煙に含まれた硫黄化合物が二次生成で硫酸エアロゾルとなり、大気中に放出される.そのエアロゾルの直接効果により放射収支が変化し、地表付近では気温が低下することが知られている[1].また全球規模の気温影響としては、エルニーニョ・南方振動(以下 ENSO)もよく知られている.両者の関係として、火山噴火に伴う地表の放射収支の変化がエルニーニョ現象(EN)のトリガーとなる可能性が指摘されている[2].

そこで本研究では, CMIP5 モデルを用いて火山噴 火に伴う地表気温変動が ENSO の位相の違いによっ てどのように変化するのかを調べた.

#### 2. 使用データ・解析方法

今回研究を行うにあたって、地表気温、SST とも に気候モデルのデータとして CMIP5 歴史実験デー タを用いた.また観測データとして、地表気温は HadCRUT4, SST は HadISST を用いた.解析期間 はいずれも 1951-2000 年とし、すべて月別データを 使用した.

ENSO の位相ごとの特徴を見るために, EOF 解析 を行い, ENSO の卓越するモードを抽出・除去した のち, 北半球での 1991 年冬季における ENSO の位 相を基準としてコンポジット解析を行った. あらか じめ SST の ENSO モードが観測のものに近い気候 モデルを選択し, それらを今後の解析に用いた.

## 3. 解析結果

図1は各モデルの東西平均した地表気温の気候値 偏差と、1991 年冬季の ENSO の位相を基準とした コンポジットの結果を示したものである. この図か ら、1991 年冬季において EN が発生しているモデル とラニーニャ現象(LN)が発生しているモデルで、 全モデル平均(MMM)との差の大きさが異なるこ とがわかる(図1(c)参照).

図2は CNRM-CM5 のマルチアンサンブル (ME) データの ENSO モードを除去した, Pinatubo 噴火 から約一年後にあたる JJA1992 での位相ごとの地表 気温合成偏差の空間分布図である. この図から ENSO の位相に限らず,赤道太平洋中部〜東部で昇 温シグナルがみられることがわかる. このシグナル は他の CMIP5 マルチモデルに対するコンポジット 解析や, El Chichón の事例でも見られた.

以上の結果から大規模火山噴火に伴う地表気温変 動はENSOの寄与と噴火影響の単なる足し合わせで はなく,ENSOの位相によって異なってくる可能性 があるほか,位相に関係なく赤道太平洋中部〜東部 のSSTの昇温を誘起する可能性がある.

#### 参考文献

Robock (2000), Rev. Geophys., 38 (2), 191-219.
 Swingedouw et al. (2017), Global Planet. Change., 150, 24-45.



図1 CNRM-CM5 ME データの東西平均した地表気 温合成偏差. (a) EN と MMM の差, (b) LN と MMM の差, (c) EN-MMM の差と LN-MMM の差の大きさ を比較したもの, (d) MMM.



図2 CNRM-CM5 ME データの JJA 1992 における EN アンサンブル・LN アンサンブル・遷移期アンサン ブル・ME 平均の合成偏差の空間分布.

## d4PDF を使用したベトナム・Red River の流量極値に寄与する 極端降水をもたらす気象環境場の考察

\*1)加藤大輔,<sup>1)</sup>篠原瑞生,<sup>1)</sup>永野隆士,<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)

-364-

#### 1. はじめに

地球温暖化が河川流量へ与える影響を確率的に評価 するにあたり、流量極値へ寄与する極端降水をもたら す気象環境場を含めて考察する必要があるが、海外河 川流域を対象とする研究は少ない.そこで本研究では、 ベトナム・Red River 流域を対象に、d4PDF を使用して これをおこなった.

## 2. 手法

河川流量の計算には、分布型降雨流出モデル"1K-DHM" »を使用し、既往の洪水イベントの観測流量をも とにパラメータを同定した.流量計算に使用する d4PDF は、過去実験、4℃上昇実験各シナリオから、雨 期に相当する6月から9月のうち2ヶ月間の累積降水 量が最大となる期間を切り出し、過去実験6,000シナ リオ、4℃上昇実験5,400シナリオを対象に流量計算を 行った.将来気候下での大規模洪水をもたらす降水の 発生要因を調べるため、過去実験、4℃上昇実験の流量 ピーク上位各10シナリオを対象に、積乱雲発生環境の 指標となる大気の鉛直安定度と水蒸気フラックスの収 束に着目して気候間の比較を行った.

#### 3. 結果

流量計算対象期間で平均された Red River流域平均の 温度減率の鉛直プロファイルを図-1 に示す.これによ り,将来気候下では大気安定度が増す一方で,対流不 安定度,条件付き不安定度,潜在不安定度が増すこと が確認できた.これらの結果は,将来気候下において は,湿潤大気場においてより不安定な場で,より深い 対流が発生する可能性があることを意味する.Red River 流域に対応する d4PDF の各格子(全 50 点)の,流 量計算対象期間における 6 時間毎の鉛直積算された水 蒸気フラックスの発散(横軸)と 6 時間降水量(縦軸)の散 布図を図-2 に示す.過去実験,4℃上昇実験共に水蒸気 フラックスの収束が大きいほど 6 時間降水量が多くな る傾向が見られた.4℃上昇実験では水蒸気フラックス の収束が大きい場所が増え,それに対応して 6 時間降 水量の値も増加した. 以上より,将来気候下での大規模洪水をもたらす極端降水発生時の大気では,湿潤大気における不安程度 (対流不安定,条件付き不安定,そして潜在不安定)が増 すことが確認された.そのような大気場において,鉛 直積算された水蒸気フラックスの収束がより大きく, より激しい降水がもたらされたと考えられる.



図-1 Red River 流域平均の温度減率の鉛直プロファイル



 京都大学大学院工学研究科 社会基盤工学専攻 水工学講座水文・ 水資源学分野:http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/(2019年6月24日確認).
 謝辞:本研究は、文部科学省気候変動リスク情報創生プログラムにより作成された、高解像度大規模データベース

「d4PDF(databaseforPolicyDecisionmakingforFutureclimatechange)」を使 用した.また,研究に使用した雨量計データ,流量データ,ダム放流 データはベトナム・Thuy Loi University より提供を受けた.ここに謝 意を表す.

# 日本の気温に影響を与える大気循環と 周辺の海面水温の季節変化

\*安藤 雄太<sup>1</sup>, 小木 雅世<sup>2</sup>, 立花 義裕<sup>1</sup>, 山崎 孝治<sup>2</sup> 1) 三重大院生物資源, 2) 北大

## 1. 研究背景

大規模な大気循環が日本の気温に影響を与えることはよく知られている.しかし,2012年初冬はそれだけでなく,日本海の海面水温(SST)も影響を与えたことを指摘した(Ando et al. 2015).本研究では全季節について統計的に大気循環と日本周辺のSSTが日本の気温に与える影響とその季節変化を調べた.本発表ではその一例として,11月後半から12月前半の気温に着目した.

## <u>2. 解析手法</u>

大気場データは JRA-55 再解析データ,日本の地 表気温データは AMeDAS データ,SST データは OISST データを使用した(1982~2018 年).

詳細な季節変化を調べるため,各年データを15 日間平均し,この平均期間を5日ずらしながら全季 節の15日平均期間データを作成した.本研究では このデータを元に解析を行った.まず,日本の地表 気温の主要変動を調べるため,EOF解析を行っ た.その結果第1モード(EOF1)に全国一様な変 動パターンが現れた.これは全季節ほぼ同じパター ンで寄与率が約60%だったためEOF1に着目した.

SSTと気温との関係を調べるには両者の相関を計 算すれば良いが,大規模な大気循環がSSTと気温 の両者に影響を与えるため,この大気循環の影響を 除去してSSTと気温との相関を計算する必要があ る.そこで以下の方法を用いて気温変動を大規模な 大気循環と関連する成分と,その影響を除去した成 分に分けた.まず,気温EOF1 index を 250hPa ジオ ポテンシャル高度場(Z250)に回帰した大規模な 大気循環(EOF1回帰)パターンを求めた.これと 各年の気候値からのZ250 偏差図との共分散を計算 した指数が気温変動の内,EOF1回帰パターンで説 明出来る成分(大気循環 index),気温EOF1 index から大気循環 index を線形回帰除去した残差が大気 循環では説明出来ない成分(大気循環残差 index) である.

## 3. 結果

## a) <u>大規模な大気循環の影響</u>

11 月後半の大気循環 index を Z500 に回帰すると 熱帯太平洋を起源とした波列パターンと極域と中緯 度域とのシーソー,北極振動(AO)に似たパター ンの両方が混在した形が見出された(図 1a). 一 方,12 月前半の大気循環 index と Z500 との回帰パ ターンは AO に似た形のみを示した(図 1b).

冬季北半球によく現れる大気循環パターンが日本 の気温に影響していた.しかし,これらの大気循環 パターンでは説明出来ない残差気温を見ると,11 月後半は北日本(図 2a), 12月前半は西日本(図 2b)を中心に大きな値を持っていた.

#### <u>b)</u>周辺の海の影響

大気循環残差 index を日本周辺の SST に回帰する と両期間とも日本海に正相関のシグナルが現れた. これは日本の残差気温分布と似ていた(図 2).

#### 4. 議論

日本の気温に影響する日本海のシグナルがなぜ現 れるのかについて、以下考察する.大気循環残差 index は同時期の大気循環 index とは無相関であ る.しかし、それぞれ1ヶ月前の大気循環 index と は相関が高い.よって、1ヶ月前の大気循環の影響 が日本海 SST を通して、日本の気温に影響する可 能性が示唆された.この時期は日本の気温に影響す る大規模な大気循環パターンが変化しやすいため、 同時期の大気循環と大気循環残差の各 index は無相 関だがラグでは相関が高くなることが考えられる. atm sateの1 vs 2500 1700/01050



図1 大気循環 index を Z500 に回帰させた回帰係 数分布 [m](実線は正,破線は負,色は有意水 準). (a) 11 月後半, (b) 12 月前半.



図2 (海) 大気循環残差 index を SST に回帰させ た回帰係数分布 [°C] (実線は正,破線は負,色は 有意水準). (陸) 大気循環 index では説明出来な い残差気温分布 [°C]. (a) 11 月後半, (b) 12 月 前半.

#### <u>引用文献</u>

Ando, Y., M. Ogi, and Y. Tachibana, 2015: <u>Abnormal</u> winter weather in Japan during 2012 controlled by largescale atmospheric and small-scale oceanic phenomena, *Monthly Weather Review*, **143**, 54-63.

## 2017/18 年冬季の異常な中高緯度大気循環に影響した 異常なチャクチ海の海氷減少

\*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)

## <u>1. 研究背景</u>

2017/18 年は日本全体で冬季を通じて気温が低かっ た. 特に西日本のでは, 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や、ノルウェー北東沖のバ レンツ・カラ海の海氷減少が知られている (Honda et al., 2009). しかし、 ラニーニャ現象は 2~7 年の周期で発生 する現象であり、バレンツ・カラ海の海氷はここ十数年 異常に後退しているため、これらの要因は2017/18年の 寒冬に寄与はしている可能性が高いが、約30年ぶりの 異常な現象をこの2 つの要因のみで説明することは難 しい、一方で、北極海の太平洋側に位置するチャクチ海 の海氷は 2017/18 年は過去最低値を記録した. チャクチ 海の海氷は近年になって大きく減少傾向にあるため, チャクチ海の海氷が大気循環に及ぼす影響について考 察した研究はこれまで見られなかった。この領域の海 氷もバレンツ・カラ海と同じように今後後退しやすく なる可能性が考えられる. チャクチ海の異常な海氷減 少が寒冬をもたらす大気場へ影響するかを考察するこ とは、2017/18年の事例を理解し、今後の冬季の気候シ ステムを考える上で重要であるといえる.

以上のことから、本研究では2017/18 年初冬の異常な チャクチ海の海氷減少が大気循環に影響を及ぼすとい う仮説について考察することを目的とする.

#### <u>2. データ・解析方法</u>

データは日平均の JRA-55 再解析データ, OISST デー タを使用した. 1988/89 年~2017/18 年の 30 年平均値を 気候値と定義した. 北極振動 (SV NAM; Ogi et al.,2004) インデックス (図称略) が負で持続した 11 月 16 日~2 月 15 日の 3 か月平均の 500hPa 面のジオポテンシャル 高度偏差データについて EOF 解析を用いて 2017/18 年 に類似する事例があるか検討した. また, チャクチ海の 海氷が平年よりも大きく後退していた 11 月 16 日~12 月 15 日の 1 か月平均で 2017/18 年の偏差場を詳しく解 析した.

#### <u>3. 結果</u>

EOF 解析の結果(図 1a), ユーラシア(EU)パター ンと似た第1モード,太平洋・北米(PNA)パターンと 似た第2モードが両方卓越し,同時にチャクチ海の海 氷(図 1b)が大きく後退しているのは2017/18年のみ であり,同様な事例は見られないことがわかる.

チャクチ海の海氷が平年よりも大きく後退した1か 月平均のデータに注目する.海氷が後退した領域では, 海面がむき出しになることで熱フラックスの正偏差 (上向き)が見られ(図省略),海が大気を温めている と考えられる.チャクチ海の海氷密接度の境界条件を 2017/18 年と海氷の多い年で変更した領域気象モデル

(WRF)による感度実験でも同様の結果が得られた(図称略).この熱源が原因で異常な大気場を形成したかを検討するため、線形傾圧モデル(LBM)(Watanabe and Kimoto,2000)を用いて、気候値場のチャクチ海上に2017/18年の非断熱加熱偏差とほぼ同じ熱源を与える実験を行った.実験の結果、500hPa面高度偏差について、チャクチ海上の高気圧偏差と東アジアや北米の低気圧偏差が見られた(図2a).これは、同じ期間の再解析データの偏差パターンとは値が小さいが似ていた(図2b).したがって、チャクチ海上が異常に後退することでその直上で熱源が形成され、この熱源が2017/18年の冬季の異常な大気場の一部を強化することを示唆する結果となった.



図1(a) EOF 解析で得られた第1モードと第2モード の各年の散布図. 横軸は EU パターンと似た第1モー ド,縦軸は PNA パターンと似た第2モードである.(b) 11月16日~2月15日の3か月平均のチャクチ海周辺 で領域平均した海氷密接度の時系列.



図 2 (a) 12 月の気候値場に対し 2017/18 年の非断熱加 熱偏差を参考に加熱率をチャクチ海上に与えた 500hPa 面におけるジオポテンシャル高度偏差図 (等値線, 陰影) [m]. (b) 2017/18 年の 12 月の 500hPa 面のジオポテン シャル高度偏差図[m]30 年平均 (等値線), 偏差 (陰影).

## 統合陸域モデル ILS の IO コンポーネント

\*荒川隆 (RIST),新田友子 (東大生産技術研究所),大沼友貴彦 (東大生産技術研究 所)、竹島滉 (東京大学大学院工学研究科),芳村圭 (東大生産技術研究所)

#### 1. はじめに

統合陸域モデル ILS(Integrated Land Simulator)は陸面 過程モデル MATSIRO[1]を中核として河川モデル CaMa-Flood[2]や IO コンポーネント等で構成されてい る。ILS の開発については 2017 年秋季気象学会におい て第一報を報告した[3]が、その際は全体的な構成や実 行性能が主なテーマであった。ILS の各コンポーネント のうち MATSIRO と CaMa-Flood については各種論文を はじめとして多くの情報が存在するが IO コンポーネン トの詳細については周知されていない。そこで本大会 では IO コンポーネントに着目し、その機能と性能につ いて報告する。

## 2. 10 コンポーネントの役割

IO コンポーネントは各モデルコンポーネントが個別 に行っていたファイルIOを一括して行うコンポーネン トである。単純にモデルの IO を代行するだけでなく時 間補間、空間補間機能を備え、モデル格子からデータ 格子、データ格子からモデル格子への変換をモデルの 実行と平行しながら行うことが出来る。例えば MATSIRO は内部変数を陸面のみの1次元配列で保持 しておりIOコンポーネントで2次元緯度経度格子に変 換して出入力している。また、時間補間についても時 間間隔の長い外部データを適宜時間補間してモデルに 与えている。これらの概要を示したのが図1である。



図1 IO コンポーネントの機能概要

#### 3. 対応するデータフォーマット

現在のところ対応しているデータフォーマットはプ レンバイナリと netCDF である。ただし、netCDF につ いては実際に用いられているのは出力のみである。IO コンポーネントは領域分割で並列動作するが、netCDF ファイルについてはルートプロセッサが全領域分のデ ータを出力するようになっている。プレンバイナリフ ァイルについてはルートプロセッサによる入出力 (GATHER)と MPI\_IO を用いた並列入出力(MPI)の2つ の方式が選択可能である。

#### 4. 性能評価

Intel CPU 搭載の Linux クラスタで ILS を実行し性能 を評価した。MATSIRO16 プロセス、CaMa1 プロセス に固定した上で、GATHER, MPI, NETCDF の3モード それぞれ IO のプロセス数を1から16まで変化させ、 IO コンポーネントの時間積分ループの実行時間を測定 した。なお積分期間は48時間である。結果を見ると、 MPI IO による並列入出力よりルートプロセッサによる 1 プロセスの入出力の方が高速であることがわかる。ま た netCDF フォーマットの出力はプレンバイナリとほ ぼ等程度の負荷となっている。8 プロセス以上では性能 向上は頭打ちとなっており、それ以上では MATSIRO 側が律速になっていると推測される。



図2 Intel マシンによる性能測定結果

参考文献

- Takata K. et al., 2003, Global and Planetary Change, 38, 209-222.
- [2] Yamazaki D.et al., 2014, GRL, 41, 3127-3135.
- [3] 荒川 et al., 2017, 陸域統合モデル ILS の開発(第一報),気象学会秋季大会

1km 力学的ダウンスケーリングから見えた 地球温暖化に伴い極端化する中部山岳の降雪・積雪 \*川瀬宏明(気象研),山崎剛,佐々井崇博(東北大),杉本志織,藤田実季子(JAMSTEC), 浜田崇,栗林正俊(長野県環境保全研究所),伊東瑠衣(気象業務支援センター), 村田昭彦,野坂真也,佐々木秀孝(気象研)

#### 1. はじめに

近年,全国的に積雪の減少が指摘されており,特に 東日本や西日本の日本海側で積雪の減少が顕著に現れ ている(気象庁,2018).地球温暖化の進行に伴い,今 後,日本の積雪はさらに大きく減少することが予測さ れている(Hara et al. 2008).一方,「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20km領域版を用いた解析から,Kawase et al. (2016)は,産業革命以前から4度上昇した将来におい て,現在10年に一度起こるような強い日降雪が北陸地 方の山沿いでは増加する可能性を指摘した.

d4PDF はサンプル数が多い一方,格子間隔が 20km と 粗く,日本の複雑地形が十分に解像されない.将来の 山岳域の降雪や積雪の詳細な変化を知るためには,よ り高解像度の計算が必要である.そこで本研究では, d4PDF20km 領域版から最大 1km まで力学ダウンスケー リング(力学的 DS)を実施し,地球温暖化が中部山岳 の降積雪に及ぼす影響を調査した.ここでは極端に雪 が多い年と少ない年を対象に温暖化の影響を評価する.

#### 2. 実験設定

d4PDF20km 領域版を基に,5km,1km 格子間隔の非静 力学地域気候モデル(Nonhydrostatic Regional Climate Model; NHRCM)を用いて力学的DSを実施した (5kmDS,1kmDS).5kmDS は現在気候372年(31年×12 メンバー),2度及び4度上昇実験それぞれ372年(31 年×6SST×2メンバー)を対象に行った.次に,5kmDS の過去実験,2度上昇実験,4度上昇実験おいて,中部 山岳の標高1,000m以上(図1a赤枠)の領域平均年最 大積雪深を計算し,その上位5年(多雪年),中央5年(中 央年),下位5年(少雪年)を対象とした1kmDSを実施し た.1kmDS は雲微物理過程のみで降水を計算した.1km 実験の計算領域を図1bに示す.各年8月20日から計 算を開始し,翌年の8月29日まで行った.

#### 3. 結果

図2に多雪年における北アプルス北部(図1青枠) の高標高域(標高2,000m以上)の積雪深と半月積算降 雪量の季節変化を示す.2度上昇実験は12月から3月 初めまで過去実験とほぼ同様の積雪が再現され,融雪 時期は過去実験を下回った.4度上昇実験は1月下旬ま で過去実験や2度実験より積雪が少ないが,2月中旬に 積雪が追い付くことがわかる.その後,4月中旬まで同 程度の積雪を維持し,4月下旬以降,減少した.半月積 算降雪量は,12月下旬から2月にかけて過去実験より も2度上昇,4度上昇実験で増加していることがわかる. つまり,将来の多雪年は厳冬期に現在以上の大雪が降 る可能性が示唆される.発表では降雪や積雪の変化の ほか,大気場との関連についても議論する.

#### 謝辞

本研究は文部科学省気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT),統合的気候モデル高度化研究プログラム及び科研費補助金(19H01377)の支援を受けました.



図1 モデルの計算領域. (a) 5kmDS, (b) 1kmDS. 赤枠で 5kmDS の領域平均積雪深を計算. 青枠は研究対象領域.



図2 多雪年における北アルプス高標高地域の積雪深と 半月積算降雪量の季節変化.5年平均.青:現在気候, 緑:2度上昇実験,赤:4度上昇実験.細い線は各実験. 参考文献

- [1] 気象庁, 2019, 気候変動監視レポート 2018.
- [2] Hara, M., et al., 2008, Hydro. Res. Lett., 2, 61-64.
- [3] Kawase, H., et al., 2016, Climatic Change, 139, 265-278.

# 熱帯大西洋とアフリカ大陸が作り出す大気海洋結合波動

\*狩谷紗弥伽 (筑波大学生命環境科学研究科), 植田宏昭 (筑波大学生命環境系)

#### 1. はじめに

東部熱帯大西洋のギニア湾沿岸域では、6月から7月 にかけて海面水温 (SST) が一年の中で最小 (26℃以 下) となる冷舌と呼ばれる現象が発生することが知ら れている (Caniaux et al. 2011)。冷舌は、夏季西アフリカ モンスーンのオンセット (Okumura and Xie 2004) だけ でなく、南アメリカモンスーン (Tanimoto et al. 2010) に も影響を与えていることが示されており、大西洋を取 り巻く陸域での気候変動・変化の理解において、冷舌を 含む熱帯大西洋の大気海洋結合減少の素過程の解明は、 重要な課題となっている。

冷舌域の海水温の変化を引き起こす要因として、赤 道ケルビン波の寄与が指摘されているが(Hormann and Brandt 2009)、熱帯太平洋に生起する遅延振動子と類似 と考えてよいのかについては検討の余地が残されてい る。本研究では、熱帯大西洋の大気海洋結合現象を確認 した上で、周辺の大陸加熱や亜熱帯高気圧の変動の関 係について検討を加えた。

#### 2. 使用データ

大気は JRA55、海洋は Ishii and Kimoto (2009) による 海洋データ同化を用いた。解析期間は大気、海洋ともに 1982 年から 2011 年までの 30 年間である。海洋は鉛直 24 層、水平解像度は1度である。

#### 3. 結果と議論

赤道上では、2月に大西洋西部の水深100m付近に冷水コアが形成され、ケルビン波として温度躍層に沿っ て東に伝播する。赤道冷水ケルビン波は6、7月に東部 に到達し、ギニア湾沿岸のSSTを低下させる。また、 赤道から離れた北緯4度では、6月に西経20度、水深 50m付近に暖水コアが形成される。形成された暖水は 温度躍層に沿ってロスビー波として西に伝播する。つ まり、太平洋で見られる遅延振動子理論の海洋波動に 類似したケルビン波とロスビー波の伝播が熱帯大西洋 でも見られた。

次に、熱帯大西洋東部に着目し、どのようなメカニズ ムで暖水が形成されロスビー波として伝播するのか考 察する。図に、6月に北緯4度に形成された暖水と、冷 舌域の SST・アフリカ大陸上の気温との各月の相関係 数を示す。冷舌域の SST は、5 月に負の相関が高く、 アフリカ大陸上の気温は4月に正の相関が高い。

まず、冷舌域との関連について、遅延振動子に似た大 気の応答を通したメカニズムによるものと考えられる。 ケルビン波の影響で冷舌域の SST が低下すると、冷厳 に伴う大気のケルビン応答を介して、東風シアーが形 成され、赤道から離れた場所では高気圧性循環が出来 る。これに伴いエクマン収束で表層の海水が収束し暖 水が形成されたと考えられる。また、地上気温との関連 について、アフリカ大陸上の加熱に伴った下層風の変 化によるものと考えられる。暖水は4月の南北風とも 正の相関が高く、大陸の加熱によって南風が強化し、エ クマン輸送で沿岸に表層の海水が集積したことで暖水 が形成されたと考えられる。

以上より、熱帯大西洋でも遅延振動子に似た大気海 洋結合波動が見られ、冷舌の影響とアフリカ大陸の影響の2つが関連していると考えられる。



図 6月に北緯4度付近で形成される暖水との各域の気象要素との各月における相関係数。

暖水域の海水温 (SWT: 3°~4°N, 25°~20°W, 水深 50m)、 冷舌域 (20°W~10°E, 3°S~1°N)、地上 2m 気温 (15°W~10°E, 10°~25°N)

#### 参考文献

Caniaux *et al.*, 2011, *JGR*, **116**, C04003. Hormann and Brandt, 2009, *JGR*, **114**, C03007

Ishii, and Kimoto, 2009, *JO*, **65**, 287-299. Okumura and Xie, 2004, *JCLIM*, **17**, 3589-3602.

Tanimoto et al., 2010, JMSJ, 88, 79-90.

日本域領域再解析システムによる台風の再現性 \*福井真(東北大院理),岩崎俊樹(東北大院理),斉藤和雄(東大大気海洋研、気象 研究所、気象業務支援センター), 瀬古弘(気象研究所、海洋研究開発機構)

1. はじめに

我々は、同化データを地上気圧やゾンデ観測といっ た従来型観測のみとすることで一貫性を担保しながら 過去60年程度遡ることのできる日本域を対象とした水 平格子間隔5kmの領域大気再解析のためのシステムの 構築を進めている[1]。高解像度長期領域再解析は、災 害を引き起こしたメソスケール極端現象の解析や気候 変動に伴う地域スケールの応答の把握、防災や水資源 管理等のための基盤データセットとなることが期待さ れる。特に台風は災害に直結するような豪雨をもたら すことも多く、本領域再解析にとっても重要な再現対 象である。しかし、台風がよく通過する日本列島の南 ~東海上には従来型観測がほとんどないため、従来型 観測のみの同化では台風の動きの再現性は十分ではな い。そこで、システムの長期一貫性を保ちながら台風 の再現性の向上を図ることを目的とし、本領域再解析 システムにスペクトルナッジング[2]と台風中心位置の 同化[3]を取り入れ、それらの効果を調べた。

#### 2. 領域再解析の手法

領域再解析システムは、JRA-55 に対して一方向二重 ネストにより水平格子間隔 25km 及び 5km の NHM-LETKF を適用し解析を行う。ここで、一般の LETKF と異なり、第一推定値は解析中心からのコント ロールランを用いている[1]。地上気圧観測とラジオゾ ンデ高層観測といった従来型観測を同化する実験 (OLD)と、従来型観測の同化に加え、スペクトルナ ッジングと台風中心位置の同化を取り入れた実験 (NEW)を行った。ここで、スペクトルナッジングは 水平格子間隔 25km のモデルの高度 2km 以上における 波長 1200km 以上の成分に対してのみ適用した。対象期 間は 2015/2016 年 7-10 月とした。なお、台風中心は、 気象庁ベストトラックの台風中心位置から半径 500km 以内の領域における海面更正気圧の極小値とした。

#### 3. 結果

図1に、気象庁ベストトラックの台風中心位置に対 するOLDとNEWで再現された台風中心位置の誤差を 示す。台風中心位置の平均誤差は、OLDで約94kmで あったが、NEWでは44km程度と大きく改善した。衛 星観測や台風周辺風も同化するJRA-55の平均誤差は 54km程度であり、JRA-55に対しても僅かながら改善 を示した。台風中心気圧は、OLDで台風の位置を大き く外した事例で改善が見られたが、平均的には大きな 違いはなかった。スペクトルナッジングの導入が台風 を弱化させる可能性の指摘がある[4]が、本実験はスペ クトルナッジングを水平格子間隔 25km のモデルのみ に施したこともあり影響は小さかったと考えられる。

さらに、各変更の効果を詳しく調べる。追加実験と して、NEWで改善が大きかった 2015 年台風第 18 号に ついて、スペクトルナッジングのみを加えた実験 (onlySN)と台風中心位置の同化のみを加えた実験 (onlyTC)を実施した。onlySN では OLD に対して指向流 と台風組織化に改善が見られたが、台風中心位置の誤 差は依然として大きかった。一方、onlyTC では、低圧 部を解析したものの台風構造が崩れていた。これらの 結果は、台風の再現性の改善に、スペクトルナッジン グと台風中心位置の同化の両方が必要であったことを 示している。つまり、スペクトルナッジングによる台 風中心付近の流れの場の改善と台風中心位置の同化に よる流れの場の中にある台風本体の位置の改善の相乗 効果として台風の再現性が改善したと考えられる。

本システムへの今回の変更は、システムの一貫性を 保っており、温暖化に対する日本域の台風への影響を 把握するためのデータを与える可能性が期待される。





#### 謝辞

本研究は、文部科学省フラグシップ 2020(ポスト京)重点課題 4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度 化」及び JSPS 科研費「16H04054」の助成を受けた。海洋研 究開発機構の地球シミュレータ及び東北大学サイバーサイエ ンスセンター大規模科学計算システムを利用した。

#### 参考文献

- [1] Fukui, S., et al., 2018, J. Meteor. Soc. Japan, 96, 565–585.
- [2] von Storch, H., et al., 2000, Mon., Wea., Rev., 128, 3664–3673.
- [3] Kunii, M., 2015, Wea. Forecasting, **30**, 1050–1063.
- [4] Moon, J., et al., 2018, J. Geophys. Res., 123, 12647-12660.

# 湿潤静的エネルギーからみた大気安定度の長期変化傾向

\*中澤哲夫 (気象庁気象研究所)

#### 1. はじめに

ECMWFの20世紀再解析データ(ERA20C)を用いて、熱帯域でもっとも背の高い対流雲の雲頂高度が長期的に低くなっていることを示した(2017年秋季気象学会)。湿潤静的エネルギー(Moist Static Energy, MSE)からみた大気安定度が増加していることと整合的である。今回は、NOAA V2C、ERA-interim (ERAint)やJRA55などの他の再解析データや、CMIP5のhistorical runのデータについても調べたので報告する。

## 2. 湿潤静的エネルギーからみた安定度変化

表1に、MSE850hPa – MSE300hPa (ΔMSE)の熱帯 帯状平均値の1951 年から2010 年までの10 年毎の平均 値の時間変化を示す。ERA20C では、この50 年間に、 0.4 kJ/kg 減少 (安定化) しているのに対し、NOAAV2C では、ほとんど変化がない。他の3つはデータ期間が 短いので有意なことを言えないが、JRA55 と ERAint は安定化傾向だが、NCEP では不安定化している。

	1951	1961	1971	1981	1991	2001
	-1960	-1970	-1980	-1990	-2000	-2010
ERA20	-9.97	-9.97	-10.08	-10.2	-10.4	-10.4
V2C	-11.21	-11.2	-11.11	-11.16	-11.18	-11.23
JRA55		-10.55	-10.27	-10.29	-10.47	-11.01
ERAint				-10.39	-10.94	-11.1
NCEP				-10.37	-10.29	-10.16

#### 表 1 ΔMSE の 10 年平均値の時間変化(kJ/kg)

#### 3. MSE の時間変化の緯度—鉛直分布

図1に、MSE の1931 年から1960 年までの30 年平 均値を基準として、それからの30 年平均値を5年ごと に計算して基準値との差をとり、帯状平均 MSE がどう 変化しているかを、ERA20C について示した。熱帯域 (30N-30S)対流圏上層で、エネルギーが増加している ことが明瞭で、大気は安定化傾向にある。しかし、南 半球中高緯度では、逆に不安定化傾向にあることがわ かる。NOAAV2C の結果(図は省略)では、中高緯度 で不安定化している点は似ているが、熱帯域ではエネ ルギー増加が大きいのは、70-100hPa と成層圏で起きて いるなど、ERA20C とは大きく異なっている。

#### 4. CMIP5 の結果

CMIP5 の 46 モデルと、ERA20C との比較を行ったところ、熱帯対流圏中上層でエネルギー増加が明瞭に見

られたモデルは、一つしかなかった。図2は、そのモ デル MPI-ESM-LR の結果である。ただし、このモデル の結果でも、地表付近での増加が上空での増加より大 きいため、大気は不安定化している結果となっている。



#### 5. まとめ

1) 熱帯の大気安定度の長期トレンドは NOAAV2C では 変化なしだが、ERA20C と JRA55 では安定化傾向。2) CMIP5 の大気安定度の長期変化傾向は、多くが変化なし。 熱帯で安定化を示すモデルは MPI のモデル1つだけだ った。3) 積雲対流や放射のスキームが原因かもしれ ない。更なる検討と改良が必要と考えられる。

## 韓国の夏季における降水特性の長期変化

\*藤原 周平[1], 松本 淳[1][2] [1]首都大学東京 地理環境学域 [2]JAMSTEC

#### 1. 背景

韓国でも日本と同様に盛夏を挟んで降水量の多い時 期が2回あり、それぞれチャンマー、カウルチャンマ ーと呼ばれ、日本の梅雨、秋雨に相当する。 韓国の降水の長期変化に関する先行研究として Ho

韓国の降水の長期変化に関する先行研究として Ho et al. (2003) がある。彼らは、韓国の 11 の雨量観測点 の地域平均降水量のデータを用い、1954-2001 年を前期 (1954-1977年) と後期 (1978-2001年) とに分けて日降 水量の年間推移を示し、降水量が8月に増加、9月前 半に減少したことで2回目の雨季が早まったことを示 唆した。

なお、韓国における降水量の変化は、太平洋十年規模 振動(PDO)など長期スケールで変動する現象の影響 を受けやすいため、出来るだけ長期間を取って降水量 の変動を考えるのが望ましい。しかし、この Ho et al. (2003)のような包括的な研究も含めても統計期間が 2010年代半ば以降を含めた降水の長期変動については まだ分かっていない。そこで、本研究では、観測開始 から現在までの長い期間を取り、韓国の降水のピーク 時期と雨量の変化、降水量が顕著に変化した時期、及 びその要因について明らかにすることを目的とする。

## 2. データと方法

韓国気象庁 (2019) から入手した 14 の雨量観測点に おける日降水量データを使用し、解析期間は 1954-2018 年の 65 年間、季節は 6-9 月の4ヶ月とした。細かな時 間スケールで降水量の変化を考えるため、各月毎に 6 つの半旬を定義し、半旬平均日降水量 [mm/day] とし て長期変化の解析を行った。

夏季降水量の年々変動が似ている雨量観測点を調べ、 かつ年々変動の地域性を考慮するため、Ward法を用い て夏季降水量の年々変動におけるクラスター分析を実施し、地域区分を行った。

東アジアにおける夏季の降水は、PDOのような十数 年単位で変動する現象などの影響により、気候学的ジ ャンプが指摘されている(Tu et al. 2010 など)。よって、 韓国における夏季の降水についても解析期間において 気候学的ジャンプが発生している可能性が考えられる。 そこで、本研究では韓国における夏季総降水量と大雨 日数の時系列について、いつ気候学的ジャンプが発生 しているかを調べるため、不連続変化に関する検定を 行った。なお、大雨の定義については Ho et al. (2003)に 従って 30mm/day 以上の降水とする。不連続変化の検 定については、Tu et al. (2010)の方法で総降水量と 30mm/day 以上の大雨日数の両方の時系列における不 連続点を検定し、前後 10年ずつの 2 グループにおける p 値が 0.05 未満かつ最小となった年を境に前期と後期 とに分割した。

そして、クラスター分析によって分類された各地域に ついて、半旬平均日降水量の前期、後期、及び後期– 前期の値を示し、韓国の大部分で顕著な増加(減少)傾 向が見られた半旬を示した。

#### 3. 結果

クラスター分析については、Gangneung、北西部、 Ulleung-Island、南東部、中南部、Jeju の6つの地域に 分かれた (図1)。

夏季総降水量及び 30mm/day 以上の日数の時系列 について不連続変化を検定したところ、韓国 14 の全 雨量観測点の地域平均日降水量を使用した夏季降水 量及び 30mm/day 以上の大雨日数の時系列において、

1988-1997年と1998-2007年におけるp値が 0.05 未満 かつ最小であったため、前期を 1954-1997 年、後期を 1998-2018年とした。また、前期、後期、及び差にお ける半旬平均日降水量の季節内推移を図2(南東部の み記載)のように示した。そして、6地域中4地域以 上または2島嶼以外の本土4地域中3地域以上で半旬 平均日降水量の差が +2mm/day 以上または -1mm/day 以下となった半旬を調べた。これより、北西部と2島 嶼以外の7月第1半旬、Gangneung 以外の8月第2半 旬、本土の第3半旬に顕著な増加傾向、Ulleung-Island 以外の9月第1半旬に顕著な減少傾向が見られた。こ のような韓国の広範囲における7月第1半旬と8月第 2~3半旬の降水増加傾向、及び9月第1半旬の降水減 少傾向から、チャンマーの雨量が増加し、カウルチャ ンマーのピーク時期が早くなった可能性が考えられ る。



図1 韓国14の雨量観測点及びクラスター分析の結果.





横軸の半旬番号は、1は6月第1半旬、24は9月第6 半旬を意味する.

#### く参考文献>

[1] 韓国気象庁 2019. 韓国気象庁ホームページ. 日降 水量のデータ.

http://www.weather.go.kr/weather/climate/past\_table.jsp [2] Ho, C-H., et al., 2003. *Int. J. Clim.* **23**, 117—128.

[3] Tu, K., et al., 2010. J. Meteor. Soc. Japan., 88 (1), 29–42.

# 夏季の関東域の都市ヒートアイランド強度の気候変化予測

\*杉野伊吹1,若月泰孝1,2

1)茨城大学大学院理工学研究科,2)海洋研究開発機構

#### 1. はじめに

都市域における気候変化を考えるとき,温室効果に よる地球温暖化だけでなく,都市ヒートアイランドに よる気温の変化も重要な要素である.

都市ヒートアイランドの研究は以前より行われてお り、原ほか(2011)では都市キャノピーモデルを含む WRFを用いた 3km 解像度実験において、冬季東京都市 圏において都市ヒートアイランド強度が増すことが示 唆された.本研究では、高解像度領域気候変化予測実 験を実施し、夏季の関東域における都市ヒートアイラ ンド強度の将来予測を行う.また、現在気候と比較し、 その変化のメカニズムを探ることを目的としている.

#### 2. 領域気候実験

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 (図 1). 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 年間を計算し,将来気候は疑似温暖化 手法を用いて, RCP8.5 を元に地表面 4℃上昇を与え計 算を行った. 気温の気候差分の鉛直プロファイルを図2 に示す. 相対湿度は不変とした. CO2 濃度も RCP8.5 シ ナリオで21世紀末を想定した値にした.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,建物の高さが10m,建物幅20m建ペい率は60% と現在の都市に近いパラメーターを与えた. また, 都 市効果を調査するために、SPUC を用いない都市域を農 耕地として扱った実験も実施した.

#### 3. 結果と考察

図1内の外側の四角を解析対象領域とした.図3は それぞれa)気温,b)混合層高度を示している.各図都 市ヒートアイランド強度(SPUCあり-SPUCなし)の 将来から現在を引いた3時間平均差分(時刻は図上に記 載,すべてJST)を示している.なお,低気圧などの大 規模な降水システムの影響を取り除くため,現在気候 での最も建ぺい率の高い地点から20kmの領域での降 水が04-10JSTで領域平均1mm/6h以上の日を除いて解 析を行い,将来気候では現在気候と同様の日を除き解 析を行った.現在気候,将来気候どちらも夜間から明 け方にかけ都市効果によって都市域で気温が高くなる 現象がみられ、都市ヒートアイランド現象がよく表現 できていた(図略).図 3aから気温の都市ヒートアイ ランド強度は将来弱化することがわかり、原 ほか (2011)とは異なる結果が得られた.このことは温暖化に よって夜間の混合層高度の下降が抑えられ(図 3b)、地 表付近の熱をより効率的に上空に輸送していたためと 示唆された.現在気候実験において、降水量が都市効 果で日中の午後にわずかに増強することが、杉野ほか (2018)で報告された.この傾向は、将来気候でも同様に みられたが、午後の降水が温暖化によって増強するよ うなシグナルは見られなかった.



図1 実験領域



図2 疑似温暖化法で与えた気温差分の高度分 布.横軸の単位は℃.縦軸は標高(m).



図3 a)地表の気温とb)混合層高度の差分(3時間平均差分).

#### 謝辞

本研究は、気候変動適応技術社会実装プログラム(Si-CAT)の支援 を受けた.また、JSPS 科研費 JP18H01673、2019 年度名古屋大学宇宙 地球環境研究所共同利用・共同研究、環境研究総合推進費フィージビ リティー・スタディーの支援も受けた.さらに、気象研究コンソーシ アムを通じて MANAL のモデル面データを利用させていただいた.

#### 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.
- 杉野伊吹, 若月泰孝, 清野直子, 川端康弘, 2018: 高解像度領域気候実 験による夏季関東域の都市効果の評価. 日本気象学会 2018 年度秋 季大会, P469.
- 原政之,日下博幸,木村富士男,若月泰孝,2010:気候変動が首都圏の 都市気候に及ぼす影響-冬季を対象として-,ながれ,29,353-361

阿部 学(JAMSTEC), 羽島知洋(JAMSTEC), 市井和仁(千葉大), 立入 郁(JAMSTEC)

## はじめに

IPCC AR6 に向け、CMIP6 では新たに開発され た気候/地球システムモデルを用いた様々な実験 が行われている。これまで同様、モデルの過去の 気候変化に関する再現性は将来の気候変化予測 実験の信頼性に対する一つの重要な指標となる ので、モデルが再現した過去の気候変化傾向など の再現性を検証し評価することが必要である。本 研究では、MIROC-ES2L の Historical 実験にお ける、2000 年以降の北半球積雪分布の変化傾向 に関して、人工衛星による観測データを用いて比 較を行った。

### 研究方法

本研究では、新たに開発された MIROC-ES2L(Hajima et al. 準備中)による 1850 年~ 2014年までの気候再現実験(Historical 実験) 10 メンバーのうち、2001年から 2014年までの月平 均積雪被覆率データを用いた。Historical 実験で は外部気候強制条件として、自然要因である太陽 活動や火山噴火の影響、人為的な温室効果ガス濃 度やエアロゾル排出、土地利用の変化を与えてい る。観測データとして、JASMES (JAXA Satellite Monitoring for Environmental Studies)より提供 されている人工衛星 MODIS の積雪被覆率データ (2001年~2014年)を用いた。

## 結果

Historical 実験 10 メンバーの積雪被覆率につい て、2001 年から 2014 年までの線形トレンドを計 算し、10 メンバー間の中央値について解析した結 果、秋季から春季にかけてヨーロッパから中央ア ジアでは、-0.04 decade<sup>-1</sup>以下の減少傾向がみられ る。一方、シベリア域では、秋季から冬季には顕 著な変化傾向はみられず、5 月に顕著な減少傾向 がみられる(図1)。北米でも、冬季を中心に、- 0.06~-0.04 decade<sup>-1</sup>の減少傾向が広くみられ、ユ ーラシアにみられる変化傾向と類似している。 MODIS データの変化傾向と比較した場合、モデ ルの秋季のヨーロッパから中央アジアや 5・6 月 のシベリア域の減少傾向(図 1)については観測 と類似している。一方、モデルの冬季から春季に みられるヨーロッパから中央アジアの減少傾向 や、冬季を中心とした北米の減少傾向は観測とは 逆の傾向である。また、全体的にモデルの変化傾 向は観測に比べると小さいという特性があるこ とが分かった。



図 1:2001-20014 年の 5 月における積雪被覆率の線形ト レンドの分布。a)MIROC-ES2L の historical 実験 10 メ ンバーの中央値。b)MODIS データ。単位:decade<sup>-1</sup>

## 南米西岸沖における層積雲の日周変動とその長期傾向

\*中村皓大<sup>1)</sup>, 安永数明<sup>2)</sup>, 濱田篤<sup>2)</sup> <sup>1)</sup>富山大学理学部, <sup>2)</sup>富山大学大学院理工学研究部

## 1. <u>はじめに</u>

亜熱帯海洋上や中高緯度海洋上の層積雲は地球放 射収支に大きな影響を持つ。気候モデルでは、水平・ 鉛直スケールの小さな層積雲を十分に再現すること が出来ないため、将来の気候予測における不確実性 の主な原因の1つとなっている。層積雲に関する先 行研究の多くは、輝度温度の日平均値もしくは月平 均値を用いて層積雲の動態を議論している。しかし、 層積雲は一般的に顕著な日周期を示すため、ある時 間により強く発達し、別の時間には強く減衰するよ うな場合には、日平均値では放射収支に与える影響 を過大評価(もしくは過小評価)してしまうことに なる。そこで本研究では、南米西岸沖の亜熱帯海洋 上の層積雲に着目し、日周変動と時間別の長期的な 発達・減衰傾向について、衛星観測データと客観解 析値を用いて調査した。

#### 2. 使用データ・解析手法

本研究では、層積雲の発生・発達の指標として、 衛星による赤外波長の観測から見積もられた輝度温 度(Tbb)を使用した。なお Tbbとして、GridSat-B1(0.07度格子・3時間間隔)を用いた。ある月の Tbbの日周変動の振幅を、輝度温度の時刻別の月平 均値の最大値と最小値の差の半分と定義し、振幅の 長期傾向を単回帰分析により調べた。また下部対流 圏安定度の指標として、Wood and Bretherton (2006)による EIS (Estimated Inversion Strength) と層積雲の日周期の長期変動との対応を調べた。

EIS の算定には ERA-interim (0.75 度格子・6 時 間間隔)を用いた。解析期間は 1980年1月-2018 年12月とし、解析領域は, 西経 90度-西経 110度、 南緯 20-南緯 5度である(図1で示された領域)。 この領域は, 気候学的に最も層積雲が発達する海域

	month	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	ост	NOV	DEC
振幅	回帰係数	0.094	0.114	0.142	0.124	0.115	0.085	0.113	0.083	0.110	0.092	0.136	0.140
最大値	回帰係数	-0.140	0.030	-0.247	0.203	0.246	0.037	0.076	-0.023	-0.141	-0.176	-0.096	-0.150
最小値	回帰係数	-0.328	-0.198	-0.531	-0.044	0.016	-0.134	-0.150	-0.190	-0.362	-0.361	-0.369	-0.429

表1 各月のTbbの振幅, 最大値, 最小値の単回帰係数 [K/decade] 灰色の部分は有意水準1%の両側検定で有意であったものを示す。 の1つであるペルー沿岸の沖にあたり(図 1a),海 洋上において大きな輝度温度の日周期をもつ場所の 1つである(図 1b)。

#### 3. 解析結果

表1は日周変動における Tbb の振幅、最大値、最 小値の解析期間の長期トレンド(単回帰係数)であ る。振幅について多くの月で有意に増加傾向がある ことから、南米西岸沖において層積雲をはじめとす る雲の日周変動が強化傾向にあると考えられる。ま た最小値の回帰係数が南半球夏季に有意であること を考慮すると、振幅から評価される日周変動の強化 傾向は特に、南半球夏季に卓越しているのではない かと思われる。また客観解析から計算される EIS も 長期的に増加傾向が見られ、日周変動の強化傾向と 矛盾がない(図略)。今後はより定量的に日周変動の 長期傾向を評価するため、スペクトル解析などを行 っていく予定である。



図1 (a)Tbbの平均値(1999年7月~2005年6月) (b)日周期の振幅の平均値(1999年7月~2005年6月) 枠で囲んだ領域は本研究における解析対象を示す

## 機械学習を含む複数の統計ダウンスケーリング手法による気温等の推定精度比較

若月泰孝<sup>1,2)</sup>・\*米川直志<sup>1)</sup> 1)茨城大学理工学研究科,2)海洋研究開発機構

#### 1. はじめに

気候変動予測において,地域詳細な情報の創出の ためにダウンスケーリング(DS)が必要である.力学 的 DS では,高解像度の領域気候モデル(RCM)計算 を実施しなければならないが,計算負荷が大きいた めに,不確実性をカバーする複数計算が困難である. そのため,より簡易的で計算負荷の小さい統計的 DS が用いられている.一方で,近年機械学習(ML)が 様々な判断分析や詳細化などの計算に用いられるよ うになってきた.板谷ほか(2018)では、深層学習によ る DS 手法の開発し、GCM の気象場を入力に RCM のおおまかな気象場を表現できることが示された. 本研究では,ML を含む複数の統計的 DS 手法を導 入し,気温などの推定精度を比較・検証した.なお, 正規分布特性で近似できない降水量などの気象要素 は、ひとまず扱わないこととする.

#### 2.手法と結果

本研究では(a)~(c)の3種類の統計的DS手法による地上気温(T)・地表面気圧(P)・地上の修正相対湿度 (R; Wakazuki 2013)の再現性の比較を行った.

**手法(a)**は,低解像データを高解像格子に単純内挿した後に,平均値と標準偏差を補正する一般的方法である.学習期間(*L*)と予測(*F*)での,高解像 *H* と低解像 *L* の変数 **X** は,平均 **X** と標準偏差σを用いて,

$$\mathbf{X}_{H}^{(F)} = \frac{\sigma_{H}^{(L)}}{\sigma_{L}^{(L)}} \Big( \mathbf{X}_{L}^{(F)} - \overline{\mathbf{X}}_{L}^{(F)} \Big) + \Big( \overline{\mathbf{X}}_{L}^{(F)} + \overline{\mathbf{X}}_{H}^{(L)} - \overline{\mathbf{X}}_{L}^{(L)} \Big)$$

と記述される.

**手法(b)**では,低解像データを高解像格子に単純内 挿した後に,低解像・高解像データそれぞれで主成 分分析を行い,そのパターンの関係性などの情報か ら高解像度情報を推定する方法である.固有ベクト ルV,固有ベクトルに対する係数(主成分得点)T,重 回帰係数 A を用いて,次のステップで計算する.

(i) 主成分分析による変動の空間パターン抽出

$$\begin{cases} \mathbf{X}_{L}^{(L)} = \sigma_{L}^{(L)} \mathbf{T}_{L}^{(L)} \mathbf{V}_{L}^{(L)T} + \bar{\mathbf{X}}_{L}^{(L)} \\ \mathbf{X}_{H}^{(L)} = \sigma_{H}^{(L)} \mathbf{T}_{H}^{(L)} \mathbf{V}_{H}^{(L)T} + \bar{\mathbf{X}}_{H}^{(L)} \end{cases}$$

- (ii) 低解像と高解像間のパターンの関係性抽出  $\mathbf{T}_{\mu}^{(L)} = \mathbf{T}_{\iota}^{(L)} \mathbf{A}^{(L)}$
- (iii) 予測する低解像度情報を学習期間のパターン に投影し,係数時系列を推定

$$\mathbf{X}_{I}^{(F)} = \boldsymbol{\sigma}_{I}^{(L)} \mathbf{T}_{I}^{(F)} \mathbf{V}_{I}^{(L)\mathrm{T}} + \overline{\mathbf{X}}_{I}^{(F)}$$

(iv) 既知の関係式から高解像情報を予測  $\mathbf{T}_{H}^{(F)} = \mathbf{T}_{I}^{(F)} \mathbf{A}^{(L)}$ 

$$\mathbf{X}_{H}^{(F)} = \sigma_{L}^{(F)} \sigma_{H}^{(L)} / \sigma_{L}^{(L)} \mathbf{T}_{H}^{(F)} \mathbf{V}_{H}^{(L)\mathrm{T}} + \left( \overline{\mathbf{X}}_{L}^{(F)} + \overline{\mathbf{X}}_{H}^{(L)} - \overline{\mathbf{X}}_{L}^{(L)} \right)$$

本研究では,若月ほか(2016)で紹介された高解像 RCMの計算結果から P,T,Rの値(7~9月の日本時間 9時)を30年分抽出した.高解像(2km 格子)と低解像 (8km 格子)間で学習し(現在気候実験),将来気候実 験の高解像度情報を予測して,手法(a)と手法(b)の精 度を比較した.その結果,手法間での精度に大きな 差が見られなかった.手法(b)は比較的良好なパター ンを推定できていたものの,学習期間のパターンだ けで表現できない変動が予測期間に含まれており, その分振幅が弱まっていることが原因であった.今 後,振幅調整スキームを導入するなどで,推定精度 が改善することが期待される.

**手法**(c)は、機械学習による DS で, Google の開発 した Pixel Recursive Super Resolution (Dahl et al. 2017) を用いた. 自己回帰モデルと畳み込みニューラルネ ットワーク(CNN)の組み合わせで構成されている. 低解像画像を高解像度化する、いわゆる超解像の技 術である.ここでも,若月ほか(2016)の高解像 RCM の現在気候実験から P,T,R の値を抽出した. そこか ら平均場を抜き、256 階調の値に変換し、3 要素を RGB の値に対応付けすることで,約 3000 枚の画像 データを作成した. 解像度は 32×32 とし, これを8 ×8 に低解像度化し、低解像画像と高解像画像の比 較から学習データを作成した.学習に用いた画像か らランダムに 300 枚を抽出し, 手法(a)と手法(c)で精 度比較を行った(表 2). その結果, 手法(c)の方が, RMSE で精度が高かった.これは、機械学習がより 答えに近い高解像度の空間分布情報を作り出したこ とを示唆する.

本研究の精度比較研究は、暫定結果でありスキー ムの改良や計算対象の変更などにより、結果が変わ ってくる可能性がある。最新の情報を発表する。

表 1: 手法(a)と手法(b)の二乗平均平方根誤差(RMSE)

		手法(a)		手法(c)		
要素	P(hPa)	T(K)	R	P(hPa)	T(K)	R
RMSE	0.39	1.10	0.37	0.83	1.08	0.31

表 2: 手法(a)と手法(c)の RMSE

		手法(a)		手法(c)		
要素	P(hPa)	T(K)	R	P(hPa)	T(K)	R
RMSE	7.66	0.71	0.24	0.55	0.09	0.04

#### 謝辞

本研究は、 JSPS 科研費 JP18H01673,気候変動適応技術 社会実装プログラム(Si-CAT),環境研究総合推進費フィー ジビリティー・スタディーの支援を受けた.

#### 参考文献

- Ryan Dahl, Mohammad Norouzi, Jonathon Shlens, 2017: Pixel Recursive Super Resolution, https://arxiv.org/abs/1702.00783
- Wakazuki, Y., 2013: Modified relative humidity using the Johnson's S<sub>B</sub> distribution function. SOLA, 9, 111-114, doi:10.2151/sola.2013-025. 板谷知明.芳村圭.2018: 深層学習を用いた水文気象場のダウン
- スケーリング手法の開発,土木学会論文集 B1 (水工学) 若月泰孝, 原政之, 藤田実季子, 馬燮銚, 井上忠雄, 木村富士男,
- 右月家孝, 原政之, 膝田夫学子, 馬愛熱, 开工心礁, 不竹富工另, 小池俊雄, 2016: 気候差分ダウンスケーリング法による関東・ 中部山岳域の確率論的気候変化予測. 土木学会論文集 B1(水 工学), 72(4), I\_55-I\_60.

## 関東地方平野部における晴天日の日最高気温出現時刻の特徴

\*谷内浩平(立正大・院)・渡来靖(立正大)

#### 1. はじめに

晴天静穏時の気温日変化は南中後約3時間で日最高気 温を迎えると考えられる.しかし、実際には総観場や局地 循環などの様々な現象に伴う移流が影響し,時として影響 地域の気温日変化を変化させる.例えば渡来ほか(2009)に よると、2007 年 8 月 16 日の最高気温が埼玉県熊谷市で 40.9℃を観測した時刻は14時42分だった.一方,熊谷市 の北西に約 40km 離れている群馬県前橋市では最高気温 38.1℃を観測した時刻は 13 時 21 分であり,前橋は熊谷 に比べて日最高気温の出現時刻が81分早かった。この要 因として、フェーンに伴うギャップ流の影響が指摘されて いる.他にも、太平洋の沿岸部では海風の影響によって日 最高気温出現時刻が前橋・熊谷より早い地点も見られた. しかし、これは 2007 年 8 月 15~16 日の事例であり、日々 の大気の状態や地域性により,各地の気温日変化が変調し ているものと考えられる. このような晴天日の気温日変化 について,日最高気温出現時刻に着目してその気候学的特 徴を調査した研究は多くない.

そこで本研究では,関東地方平野部における晴天日の日 最高気温出現時刻の特徴について調査したので,その結果 を報告する.

### 2. 研究手法

#### 2.1 解析対象期間·地域

解析対象期間は,11年間(2009年1月1日~2018年12 月31日)とし,気象庁の気象官署,特別地域気象観測所お よび AMeDAS 観測所データを使用する.使用したデータ は,日別値の日最高気温出現時間・日照時間の2つと時別 値の風向・風速である.

解析対象地域は,関東地方 82 地点と風上側の信越地方 の新潟県・長野県の 54 地点 (関東と信越地方共に島嶼部 は除く)とする.

#### 2.2 解析方法

晴天日は日別値の日照時間を用い,11月~1月は7時 間以上,5月~7月は10時間以上,それ以外は8.5時間以 上と定義した.

晴天日であり移流等の影響がなければ,南中時刻の3時 間後頃(およそ15時)が日最高気温となり,日出頃に日 最低気温となるような気温日変化を示すと考えられる.そ こで,日最高気温の出現時刻を気温日変化の指標として, 季節毎の晴天日の特徴や地上風向・風速による特徴の違い などを調査する.関東地方における地上風系の分類におい ては,関東地方・信越地方の地上風時別値をもとに,日中 の平均風速や卓越風向を元に調査する予定である.

## 3. 結果

今回は、関東地方の82地点中14地点(北茨城・水戸・ つくば(館野)・宇都宮・佐野・前橋・熊谷・さいたま・銚 子・千葉・館山・東京・横浜・小田原)に関して晴天日にお ける日最高気温出現時刻の特徴を示す.14 地点は,関東 地方の平野部や沿岸部に位置し,それぞれの位置がおよそ 均等となるように選出した.その結果,全3652 事例中447 事例が14 地点全てにおいて晴天日を観測した.また,季 節毎では春季が159 事例,夏季が41 事例,秋季が73 事 例,冬季が174 事例となった.Tab.1 は14 地点における 日最高気温の平均出現時刻を示している.その結果,関東 内陸部では平均で13 時 50 分~14 時 30 分,関東沿岸部 では平均で13 時~14 時に日最高気温が出現していた.詳 しく見てみると,14 地点中日最高気温の平均出現時間が 最も早い地点は北茨城で,最も遅い地点はさいたまとなっ た.

次に、上記の14地点のうち特徴的な7地点(熊谷・前橋・北茨城・佐野・さいたま・銚子・東京)について、晴天日の日最高気温出現時刻の頻度分布を示したものがFig.1である.その結果、どの地点も日最高気温出現時刻は主に正午~昼過ぎにかけて記録されていることが分かる.詳しく見ると、北茨城・銚子の関東沿岸部では約12時~14時半、関東内陸部の前橋や熊谷などは約13時半から15時半と内陸部の方が幾分日最高気温出現時刻が遅かった.今回得られた結果では、14地点で最も日最高気温出現時間が遅かった地点はさいたまであり、全体的に関東沿岸部より関東内陸部の方が日最高気温出現時刻が遅い特徴が見られるが、それ以外の局地的な特徴も見られる.今後は季節ごとの違いや局地風系との関係などについて調査し、日最高気温出現時刻の地域性の決定要因について調査する必要がある.

地点	平均出現時刻	地点	平均出現時刻
北茨城	13:02	千葉	13:54
館山	13:21	前橋	13:56
水戸	13:23	つくば (館野)	13:59
小田原	13:30	熊谷	14:10
東京	13:34	佐野	14:16
銚子	13:35	宇都宮	14:18
構活	12.45	さいたま	14.20

Tab.1 14 地点における日最高気温の平均出現時刻(早い順)



Fig.1 関東地方7地点における晴天日の日最高気温出現 時刻の頻度分布 (2009 年~2018 年)

## Dry Intrusion の自動検出と出現特性

\*柳澤彩紀,谷田貝亜紀代 (弘前大)

## 1. <u>はじめに</u>

湿潤赤道域に乾燥空気が侵入する現象 (Dry intrusion) はその場の積雲対流活動に大きく影響し, 現場観測や衛星可降水量データから捉えられ (Numaguti et al., 1995),熱帯における支配的な季節内 振動であるマッデン・ジュリアン振動の発生要因の 一つとしても考えられている (Kerns and Chen, 2014). このように, Dry intrusion のラージスケールでの特徴 を明らかにすることは熱帯地域と亜熱帯地域の相互 作用を理解する上で非常に重要である.谷田貝・住 (1998,気象学会秋)や柳澤・谷田貝 (2018,気象学会 秋)では,全球赤道域について Dry intrusion の手動 検出を行ったが,数値モデルへの応用等を考慮し, より一貫した条件下で検出を行うため,本研究では 自動検出を行いその出現特性を解析した.

## 2. データと検出方法

本研究における Dry intrusion の検出は,谷田貝・ 高藪 (2016,気象学会春)の Atmospheric River の検 出手法を参考に,柳澤・谷田貝 (2018,気象学会秋) の Dry intrusion の検出条件に基づいて,1979-2016年 の 30°S-30°N について行った.まず,ERA-Interim 再 解析 (Dee *et al.*, 2011)の 0.75°格子の可降水量につい て 6 時間毎の値から日平均値を算出し,それをもと に計算した 38 年分の1日毎の平均値を日気候値と した.求めた日平均値から日気候値との差をとって 偏差を算出し,以下の条件に基づいて検出を行った. 1)算出した偏差の値が-12 mm 以上,2)日平均可降 水量が 40 mm 以上,3)水平スケールが約 500 km (グ リッド数が 40 個)以上,4)それらを満たす領域が 北半球に位置していた場合はその南端が 10°N に到 達し,南半球に位置していた場合はその北端が 10°S に到達する.

## 3. <u>結果</u>

解析期間に Dry intrusion は計 45,743 件, 年間約 1,204 件が検出された. 柳澤・谷田貝 (2018, 気象学 会秋) では検出時に Dry intrusion の持続性を考慮し たのに対して, 今回の自動検出では持続性をまだ評 価していないため検出件数には差が生じたが、出現 特性については定性的に一致した。全件数のうち、 45%は北半球で、38%は南半球で出現し、残り17% は赤道上で検出された. 北半球では夏季に出現が少 なく、全球としても 6-9 月にかけて出現が少なかっ た. また, 柳澤・谷田貝 (2018, 気象学会秋)で出現が 多かったインド洋~赤道西太平洋 (40°E-180°E) で は全件数の51%が検出され、その出現回数を年平均 して季節毎に示したものが図1である.この領域で は北半球 (37%) よりも南半球 (47%) で多く検出 され、特に海大陸の赤道付近では出現が少なかった. この領域の北半球および南半球における出現回数の 季節変動は全球赤道域全域における季節変動と高い 相関を示した (0.99 および 0.86). 一方で, この領域 の赤道上における出現の季節変動は小さかった.

## 4. <u>今後の課題</u>

自動検出において, Dry intrusion の持続性や侵入 経路,熱帯低気圧近傍に出現するものへの対応,数 値モデルへの応用,他の気象現象との関連性の解析 については当日詳細を示す.



図1 インド洋~赤道西太平洋で 1979-2016 年にかけて出現した季節毎の Dry intrusion の年平均出現回数.

## 野中到・千代子による 1895 (明治 28) 年富士山頂気象観測値の検討

山本哲<sup>\*1</sup>・佐藤政博<sup>\*1</sup>・土器屋由紀子<sup>\*1,2</sup>・中山良夫<sup>\*1</sup> (<sup>\*1</sup> 芙蓉日記の会・<sup>\*2</sup> 富士山環境研究センター)

#### 1 はじめに

富士山頂での冬季気象観測は野中到(1867~ 1955)・千代子(1871~1923)夫妻により初めて試み られた。野中到が私費を投じて富士山頂剣ヶ峰に設 置した観測所で、中央気象台の嘱託を受け、中央気 象台から貸与された測器を用い1895(明治28)年 10月1日に観測が開始され、10月11日に千代子も 加わり2名での観測が続けられたが、12月12日に 慰問のため山頂に到達した強力らにより夫妻の危機 的健康状況が伝えられ、野中の理解者であった中央 気象台予報課長和田雄治(1859~1918)らにより12 月22日に救出され観測は終了した(大森 1978)。

得られた気象観測値は中央気象台に報告されたと 考えられるが、これまで観測者自身により気温の月 統計値などが報告されたもの(野中 1896)などが知 られていたのみであった。講演者らは野中家で所蔵 されている野中夫妻の遺品の中に、時・日別観測値 と考えられるものの存在を確認した。

#### 2 気温観測値の検討

観測資料は手書きで浄書したもので野中到による 筆記と考えられる。気温、気圧、風向・風速、天気 の2時間毎、日最高気温・日最低気温(24時日界) の日別観測値が表形式で記載されている。観測表と ともに観測所の計画概要・計画図(実際のものと異 なる)が保存され、何らかの出版を念頭とした原稿 とも見受けられる。気温月平均値等の統計値も記載 されているが、値はこれまで公表されたもの(野中 1896)と同一である。

棒状温度計による気温の観測は2時間毎に10月1 日02時から12月22日の12時(日本中央標準時) まで1回の欠測もなく記録されている。日最高気 温・日最低気温も毎日観測されており、起時(時間 帯)も記録され、最高温度計・最低温度計の読み取 り、復度も2時間毎に行われたと考えられる。第1 図に表を読み取って数値化した気温観測時別値を示 した。現在の富士山(気象庁)の平年値と比べても 妥当な変化である。11月中旬以降変動幅は大きくな り、12月中旬には5日間連続して-20℃を下回るな ど、過酷な条件であったことが窺える。夫妻が和田 の説得により観測を中断し強力に背負われて下山を 開始したのが12月22日14時頃とされており(東京 朝日新聞1896年1月3日)、観測が下山直前まで続 けられたことが示唆される。

#### 3 考察

今回確認された観測表が実際の観測値を記載した ものであることを疑わせるものはない。

気温の2時間毎の観測値が日最高・最低気温の範囲 を超える事例が、10月は皆無であったのが11月下 旬から増え、12月は約半分の日で発生している。測 器の問題も考えられるが検討を要する。水銀気圧計 の測定可能範囲外や測器・電池凍結による風速観測 中断・断念などが報告されていたが、今回初めて確 認された点を含め、これら観測値に関する問題が時 別値の公表を保留させたことも考えられる。他の観 測要素など残された資料を詳細に検討して1895年 富士山頂気象観測の実態を明らかにしていく。





謝辞 所蔵の貴重な資料の閲覧・複写をご承諾くださ った野中家各位に深い謝意を表する。「芙蓉日記の会」 は野中到・千代子をはじめとする富士山気象観測史に 関心を持つ気象専門家、国文学者、郷土史研究家、編 集者など有志の集まりであり、認定 NPO 法人「富士山 測候所を活用する会」の活動支援を受けている。

#### 参考文献

大森久雄,1978:新選覆刻日本の山岳名著 解題,大修館 書店;野中至,1896:富士山氣象觀測報文,地学雑誌.

# 霧による急激な視程変動の特徴

\*河野貴行(防衛大), 菅原広史 (防衛大)

#### 1. はじめに

東北地方太平洋側では、春から夏にかけて沿岸部を 中心に出現する海霧の影響により、著しく視程が低下 する。青森県太平洋沿岸部に位置している三沢飛行場 も例外ではなく、6月には海霧の影響によって着陸に必 要な最低気象条件未満となる割合が11.7%となってい る(2007年~2016年の10年統計による)。このため飛 行場では、視程の悪化を含む急激な気象状態の悪化を 可能な限り早期に予報する必要があるが、現状では視 程の変化傾向と経験に頼るしかない。

霧による急激な視程の悪化には、空気塊の鉛直運動 による霧粒の沈降が重要な役割を果たす[1]ことが言わ れているが、その鉛直運動をもたらす要因の一つとし て日射に起因する対流活動が考えられる。よって、本 研究では霧に伴う急激な視程変動における時間変化の 特徴を調べた。

#### 2. 方法

青森県三沢飛行場における定時飛行場実況気象通報 式を用いて、2013年の6、7月における霧出現時の視程 の変化に着目して解析を行った。視程が1時間後に 4000mまたは2000mより大きく減少し、1000m未満 となった場合を「急激な悪化」とし、さらに1000m未 満の状態から4000mまたは2000mより大きく上昇し た場合を「急激な回復」とした。これらの閾値の根拠 は、航空機の飛行方式の基準となる有視界気象状態 VMC (visual meteorological condition)の下限値である5 kmの状態から、霧を観測する視程の上限値である1000 m未満へ悪化した場合、その減少量は4000mより大き いためである。同様に代替飛行場の基準値である3000 mから悪化した場合の減少量は2000mより大きいこと から、これらの閾値を決定した。

#### 3. 結果

図1に霧時間数及び急激な悪化をした場合の時間数 を、図2には霧時間数及び急激な回復をした場合の時 間数を積み上げ縦棒グラフにて示す。

霧の時間数は、日中に比べ夜間のほうが圧倒的に多いが、急激に悪化する割合は少ない。一方、14時以降 に着目すると霧の時間数は少ないものの、日没までに 急激に悪化する割合は最大 50%に達していたことが分かった。反対に、急激な回復に着目してみると、日の出から 9時までの間が多く、夕方から急激に回復する事例は少ないことが分かった。

#### 4. まとめ

本研究では、霧に伴う急激な視程変動の性質解明を 目的に、視程の急激な悪化または回復した場合の時間 変化について統計解析を行った。その結果、急激な視 程変動が起きやすい時間帯に偏りがある可能性が示唆 された。今後は、解析期間を増やすとともに、急激な 視程変動が起こる要因について明らかにする予定であ る。



図1 霧時間数及び急激な悪化をした場合の時間数 (2013 年 6~7 月)



図2 霧時間数及び急激な回復をした場合の時間数 (2013 年 6~7 月)

参考文献

[1] Okuda, T., et al., 2010, J. Meteor. Soc. Japan, 88, 243-261.

## 気象庁全球モデルの放射計算で利用する水雲有効半径の見直し 長澤亮二(気象研)

## 1. はじめに

現業モデルは計算資源の厳しい制約から簡略化した雲 過程を採用しており、放射計算に用いる水雲有効半径は放 射過程内で簡便な方法を用いて独自に診断するのが一般 的である.現業の気象庁全球モデル(以下 GSM)の放射過 程では衛星観測からの推定による Kawamoto et al. (2001) に基づいた方法 (CNTL)で水雲有効半径を診断していた. しかし、衛星搭載のセンサーは層積雲の雲頂から雲層内部 にかけて感度があり、層積雲は雲頂から雲底に向かうに従 い水雲有効半径が小さくなる傾向があるため、衛星観測か ら推定された水雲有効半径の値は、航空機で直接観測した 値と比較して過大評価されることが知られていた (e.g., Nakajima et al. 2010). そこで水雲有効半径診断方法を、航 空機の直接観測による Martin et al. (1994) に基づいた方法 (TEST) に変更することを試みた.なお変更の経緯や詳細 については関口他 (2019) も参照していただきたい.

#### 2. 水雲有効半径診断方法

CNTLでは水雲有効半径の値は陸上 10.0 µm、海上 13.0 µm で固定であった.陸上の値が海上の値より小さいの はエーロゾルの第一種間接効果による.TEST は Martin et al. (1994)の方法を簡略化したものであり、モデルの予測 した雲水量とあらかじめ陸上と海上で値を設定した水雲 粒数濃度から水雲有効半径を診断する.水雲有効半径は 以下の式で記述される.

$$r_e = 10^4 \left[ \frac{3L}{4\pi \rho_w k N_{tot}} \right]^{1/3}$$

ここで $r_e$ は水雲有効半径  $[\mu m]$ 、Lはモデルの雲水量  $[gm^{-3}]$ 、 $\rho_w$ は水の密度  $[gm^{-3}]$ 、 $N_{tot}$ は水雲粒数濃度  $[cm^{-3}]$ 、kは海陸別の定数である.本研究では水雲粒数濃 度の値は、Martin et al. (1994) に記載のある航空機観測の値 を参考に、陸上で 250 $[cm^{-3}]$ 、海上で 100 $[cm^{-3}]$  とした.

#### 3. 診断された水雲有効半径の値

図1に全球解析の雲量・雲水量を用いて CNTL と TEST により診断された水雲有効半径の値の水平分布を示す. TEST は CNTL より診断された有効半径の値が全体的に小 さな値となっており、水雲有効半径の過大評価が軽減され たことがわかる.また陸上での値が海上での値より小さ いという特徴も再現されている.

#### 4. インパクトと今後の課題

TEST で水雲有効半径の値がより小さく診断されたこと から、GSM で長期積分した際に大気上端での短波放射反 射量が増加するインパクトが得られた.その一方、長波放 射フラックスへのインパクトは小さかった.本研究では *Ntot*を固定値としたが、今後は簡便でかつ精度よく*Ntot*を パラメタライズする方法を調査する予定である.



図1 全球解析(2014年7月1日00UTC)の雲量・雲水量 を用いて診断した850hPa付近の高度の水雲有効半径 [µm]. (上) CNTL(中) TEST.(下)対応する全球解析の雲量.

#### 参考文献

- [1] Kawamoto, K., et al., 2001, J. Climate, 14, 2054-2068.
- [2] Nakajima, T. Y., et al., 2010, J. Atmos. Sci., 67, 1884-1896.
- [3] Martin, G. M., et al., 1994, J. Atmos. Sci., 51, 1823-1842.
- [4] 関口他, 2019: 放射. 数値予報課報告・別冊第65号, 気象庁予報部, 66-80.

## JAXA スパコン (JSS2) を用いた NICAM-LETKF の 予測システムの高解像度化

\*Ying-Wen Chen<sup>1</sup>, 金丸佳矢<sup>2</sup>, 佐藤正樹<sup>1</sup>, 寺崎康児<sup>3</sup>, 小槻峻司<sup>3</sup>, 三好建正<sup>3</sup>, 久保田拓志<sup>4</sup> <sup>1</sup>東京大学大気海洋研究所,<sup>2</sup> 情報通信研究機構,

<sup>3</sup>理化学研究所計算科学研究センター,<sup>4</sup>宇宙航空研究開発機構

## 1. はじめに

NEXRA (NICAM-LETKF JAXA Research Analysis) は東 大・理研・JAXAの連携の元で開発されている、正20面 体格子非靜力学大気大循環モデル NICAM (Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model; Satoh et al. 2014, 2017) に局所アンサンブル変換カ ルマンフィルター(LETKF; Local Ensemble Transform Kalman Filter; Hunt et al. 2007)を導入したデータ 同化システム(NICAM-LETKF; Kotsuki et al. 2017a, b; Terasaki et al. 2015) による作成した初期値を使 用した全球天気予測システムである。予測した気象情 報は「世界の気象リアルタイム (https://www.eorc.jaxa.jp/theme/NEXRA/index j.ht m)」 で公開されている。本研究は「衛星全球降水マッ プのデータ同化システム NEXRA の高度化と NEXRA を用 いた気象リアルタイム解析」のもと、JSS2 (JAXA Supercomputer System Generation 2) に構築された NEXRA を用いた日々の気象予測高解像度化の開発を行 った。本予稿では初期成果を報告する。

## 2. NEXRA の予報プロセス

NEXRA のデータ同化サイクルと世界の気象リアルタ イムページに利用されている気象予測の流れ、今回の 変更点を簡単にまとめる。

- NICAM-LETKFの同化:NICAM-LETKFの同化サイク ルは6時間おきに1日4回を行なっている。同 化に使われている観測データは従来型観測 PREBUFR、改良型マイクロ波探査計(AMSU-A)、ガ ウス変換を用いた衛星全球降水マップ(GSMaP) である。また、モデルの境界条件の海面水温や海 氷密接度は NCEP FNLの解析値を使用している。 詳細は金丸ら(2017年度気象学会秋学会)を参照。
- NEXRA の5日予測:NEXRA の5日予測はNICAM-LETKF の解析 100 メンバーの平均値を大気の初

期値として5日予測を計算している。予測にお けるモデルの境界条件の海面水温や海氷密接度 はNCEP FNLの解析値を使用しているが、計算開 始時刻の値で固定し、計算を行う。現在、「世界 の気象リアルタイム」で公開されている予測気 象情報は水平解像度112kmの予測結果を最新時 刻まで公開している。本研究では、NICAM-LETKF で得られた解像度112kmの解析値を14kmに内挿 し、積雲パラメタリゼーションの代わりに1モ ーメントバルク法を使用し5日予測を行った。

## 3. 結果

本研究では、2019年6月下旬に九州南部梅雨前線 が停滞し大雨をもたらした事例に着目した予測実 験とその解析を行った。図1は2019年6月27日 6時(UTC)を初期値とした2019年6月30日19時 (UTC)の降水の予報結果である。水平解像度14km の予報で得られた降水システムの空間分布や降水 強度は水平解像度112kmの予測よりもよい結果が 得られた。

## 4. 謝辞

本研究は宇宙航空研究開発機構スーパーコンピュー タ「JSS2」を使用した。



図1 2019 年 6 月 30 日 19 時(UTC)の1時間平均降水量の分 布。(a)は14km 解像度、(b)は112km 解像度の降水分布。シェ ードは NEXRA の予報結果、コンターは GSMaP の観測結果。

# スピンダウン問題と過飽和抑制

澤田謙(気象研究所)

## 1 はじめに

気象現象の予測精度向上のためには、観測網の充実, 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.近年の観測網の充 実や数値予報モデルの高解像度化への進展は著しく, それらに伴い予測精度も確実に向上してきている.し かしながら,同化を行うことでモデル変数間の水蒸気 バランスが崩れ、予報初期に降水が過度に集中してし まうスピンダウンと呼ばれる現象が起こる場合がある (Hólm et al. 2002; Dixon et al. 2009). 現実の大気 中の水蒸気分布は局所性が強く,また中下層以下では 飽和に近い状態にあることも多いため,現在の同化法 では非現実的な過飽和状態が解析されてしまう事があ る.本研究では、この過飽和状態がインバランスの要 因ではないかと考え,不適切な水蒸気量状態を抑制す る機構をデータ同化手法に実装し物理的整合性のとれ た解析値を作成することで、インバランスの解消を図 り、スピンダウン問題の改善に繋げる(図1).



図 1: スピンダウン問題の解決に向けた過飽和抑制の 効果の概念図

## 2 過飽和抑制手法

本研究では、高品質な初期値を与えるデータ同化手 法として十分実績のある非静力学メソ4次元変分法 (JNoVA)に水蒸気バランス機構を導入した.具体的 には、JNoVA の最適値探索部分において各格子点の 相対湿度 *RH<sub>i</sub>* が 0~100[%]内にあることを制約条件 として課し、制約条件からの外れ具合に依存するペナ ルティ関数

$$\alpha \sum_{i} \left( \max\{0, -RH_i, RH_i - 100\} \right)^{\gamma}$$

を評価関数に加えることで直接的に水蒸気量が適切 な範囲にある解析値を求める方法をとった.ここで,  $\alpha > 0, \gamma = 1,2$ は制約の効果を調整するパラメータあ る.この手法では相対湿度のみに制約を課しているが, 最適値探索過程を通して他の変数にも制約の影響が及 び,バランスがとれた解析値が作成されることが期待 できる.また,相対湿度のみならず,上下限のある他 の物理量の同化にも応用が可能である.この手法は, 1990~2000年代ごろの流れの場と質量場のインバラ ンスに起因する偽の重力波の生成を抑制するために評 価関数に拘束項を加えた手法の拡張版とも考えられる.

## **3** 実験結果

過飽和制約を実装するのに先立ち,過飽和状態の解 析値への影響を調査した.JNoVA ではインクリメン ト法が採用されており,最適値探索の際には低解像度 予報モデルが実行され,その結果が高解像度予報モデ ルに引き継がれて解析値が作成される.高解像度モデ ルに引き継がれる際,過飽和分の水蒸気は捨てられて しまうため,図2のように降水分布が変わってしまう.



図 2: 解析時刻における前3時間降水量:左)解析雨 量,中央)JNoVA内の高解像度モデルによる解析値, 右)JNoVA内の低解像度モデルによる解析値

この現象は、第一推定値において水蒸気量が実況に 比べて過小であり、かつ、最適値探索において過飽和 状態となった場合に起こることが多いようであり、そ れほど頻発する事象ではないが、最適値探索の効果が 解析値に十分に反映されていない事例である。予備的 な実験では、このような事例に対し過飽和制約を導入 することで低解像度モデルにおける過飽和状態が抑制 され、高解像度モデルによる解析値の降水分布が実況 に近づくことが確認されている。本発表では過飽和制 約を適応した際の水蒸気分布や降水分布への影響につ いて報告する。

## 4 謝辞

気象研究所気象観測研究部第四研究室の皆様,気象 庁数値予報課本田有機氏から有用な助言を頂きました. また,数値予報課開発の現業メソ数値予報に基づく実 験システムを用いました.

## 2016年7月14日のダウンバースト実スケール

岩下久人/森田敏明/柴田耕志 (明星電気),小林文明 (防大地球)

#### <u>1. はじめに</u>

POTEKA 小型気象計により構成された群馬県・埼玉県平 野部の地上稠密気象観測網(約150地点,約1~2km間隔) は、2016年7月14日のJEF1ダウンバーストを初めとす る複数の突風事例観測に成功し、ダウンバースト発生時に おける気温や気圧等の気象観測要素の局地的な変化特性の 詳細を明らかにした<sup>(1)</sup>.本稿では、2016年7月14日の観 測事例を利用し、これまでダウンバースト本体の下降気流 によって生じていると推測してきた気温急降下(-2 C/min 以下)と気圧急上昇(+0.8hPa/min 以上)の観測地点分 布をきめ細かく見極めることで、地上付近におけるダウン バーストの実スケールサイズの見積もりを行った結果を報 告する.なお、2015年6月15日のF1ダウンバーストに 対しても、同様の推定作業を行っている<sup>(2)</sup>.

#### 2. ダウンバースト事象中心の進行経路の見積もり

ダウンバースト発生時の地上稠密気象観測データにより, 気温急降下の観測点,もしくは気圧急上昇の観測点を追跡 することで,ダウンバーストを引き起こしたと思われる事 象(積乱雲)中心の進行経路を見積もることができた<sup>(0)</sup>.図 1は,群馬県・埼玉県平野部の地上稠密気象観測網の南西部 を示しており,2016年7月14日のJEF1ダウンバースト 発生時におけるその事象中心の進行経路を見積もったもの である.図上の破線がその進行経路であり,観測網の南西 から進入して来た事象が,北北東に進行して行く過程でダ ウンバーストによる実被害が発生したものであった.なお, X は JEF1の判定根拠となった被害多発地点の一つを示し ている.



図1 2016年7月14日ダウンバースト事象中心の進行経路

### 3. 気温急降下と気圧急上昇の観測地点分布

図 2 において、A1~A3 で示される観測点はダウンバー スト事象中心の進行経路のほぼ線上に存在し、A2、A3にお いてはダウンバーストによる実被害も発生している.一方 で、B1~B3 で示される観測点は事象中心進行経路からおお よそ 5 km以上離れた地点に存在し、被害報告はなされてい ない. それぞれの地点の気温及び気圧の観測データについ て、A1~A3を図2・1のグラフに示し、B1~B3を図2・2の グラフに示す. 実線が気温で、破線が気圧であり、横軸の 時間スケール(13:20~14:40)、左縦軸の気温スケール(18 ~38℃)、右縦軸の気圧スケール(992~998hPa)は全ての グラフで共通である.事象中心の進行経路から5km以内の A1~A3の観測点では、気温急降下と気圧急上昇が共に観測 されているのに対し、進行経路から5km以上離れたB1~B3 の観測点では、気温降下と気圧上昇はあるものの、急激な 変化は観測されていないことが判明した。



図2 各観測点の気温及び気圧観測データ

#### <u>4. まとめ</u>

群馬県・埼玉県平野部の POTEKA 地上稠密気象観測網 によるダウンバースト発生時における気温及び気圧の観測 データを確認した.ダウンバースト本体の下降気流に起因 すると推測される気温急降下(-2 ℃/min 以下)と気圧急 上昇(+0.8hPa/min 以上)は、事象中心の進行経路から 5 km以上離れた地点では観測されていないことが判明した. 群馬県・埼玉県平野部におけるダウンバーストの実スケー ルサイズはおおよそ半径5km以内と推測することができる.

#### 参考文献

(1) 岩下ほか,2017:日本気象学会秋季大会講演予稿集(112),A209.
 (2) 岩下ほか,2018:日本気象学会秋季大会講演予稿集(114),P432.
 (3) 岩下ほか,2019:日本気象学会春季大会講演予稿集(115),A301.

## ディスドロメーターを用いた2高度での降雪粒子観測

\*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

落下中の降雪粒子の物理特性(粒径や落下速度など) の変化量を把握し、その変化量を定式化することは、 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有用である。そこで、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を調査す るため、光学式ディスドロメーターを用いて標高の異 なる2地点で観測を行った。本稿では、観測の初期的 な結果を報告する。

## 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,海抜高度 97 m)と八 方台(北緯 37.42 度,東経 138.93 度,海抜高度 566 m)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 光学式のディスドロメーター(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。本稿では、2 月末までのデータから計 算した 5 分間の統計値を用いて結果を示す。

#### 3. 結果

図1は観測結果の時系列を示している。両サイトの 気温の変化(図 1a,b)はほぼ同じ傾向であった。八方台の 気温は、ほとんどの時間雪氷研の値より低く、氷点下 であった。また、雪氷研の気温は0~3℃であり、八方台 より下層では融解や衝突併合が起こりやすい環境であ ったことが示唆される。両サイトの降雪の始まりや継 続時間もほぼ同じであり(図 1c,d)、両サイトの降水は同 じ降雪雲からもたらされている事象が多かったことが 示唆される。粒径(図 le,f)や落下速度(図 lg,h)は標高の 低い雪氷研で大きな値を示す事例があった。このこと は2高度間を落下している間に降雪粒子の物理特性が 変化したことを示唆している。雪氷研では、気温、水 蒸気量、雲水量、降雪雲の鉛直分布を測定する多波長 マイクロ波放射計やマイクロレインレーダーでも観測 しているので、今後はそれらのデータを含めた詳細な 解析を行い、降雪粒子の物理特性を変化させる雲物理 プロセスを調査し、その寄与率がどのくらいあるかを 定量的に評価する予定である。

#### 謝辞

本研究の一部はJSPS 科研費 18K03766 の助成を 受けた。



図1 雪氷防災研究センター(黒色)と八方台(灰 色)で測定した(a,b)気温、(c,d)降水強度(メーカーオ リジナル出力)、(e,f)粒径、(g,h)落下速度の時系列図。 5分平均値をプロットしている。

# Xバンドレーダーを用いた 積乱雲と Jumping Cirrus の発達過程の観測

\*瀬口貴文 (防衛大), 岩崎杉紀 (防衛大), 鴨川仁 (静岡県立大), 牛山朋來 (土木研), 岡本創 (九大応力研)

### 1 はじめに

Jumping Cirrus (JC)とは、発達した積乱雲のかなとこ雲 (anvil)上部で飛び上がるように発生する薄い雲の現象で ある(図 1a). 可視カメラの観察結果から, JC は一部が昇 華して消えていくため,積乱雲上部に水蒸気を輸送すると 考えられ、下部成層圏を加湿する可能性も示唆されている (Setvák et al. 2008). この JC による成層圏・対流圏間の水 蒸気輸送の機構がわかれば、成層圏の水蒸気量の推定に寄 与することが期待される. 3D 非静力学雲モデルを使用し た研究では、米国で発生した大規模積乱雲を再現し、 非断 熱過程(重力波の砕波)により JC が発生することが示され た(Wang et al. 2011). しかし, 観測事例とそれに基づく解 析が少ないため,発生条件や規模,頻度といった基本的な 性質が十分に解明されていない. Seguchi et al. (2019)は, 地上可視カメラで複数のJCを観測し、JCのスケールとJC 発生時の周囲の環境の状態を解析して、JC が比較的弱い 対流からも発生しうることを示した.

JC のさらなる性質解明のためには、より多くの観測事 例が必要であり、それも多様な測器と観測量による解析が 望ましい. Wang et al. (2011)では、極軌道衛星搭載のレー ダーで JC らしきものを捉えた事例が報告されているが、 観測頻度が少ないため連続的な変化を追うことができな い問題がある. そこで本研究では、地上の X バンドレー ダーを用いて、JC あるいは JC を発生させた積乱雲の特徴 の解析を試みる.

#### 2 使用データ

解析の対象は、2016-18年の夏に関東周辺で地上可視カ メラを用いて観測された全28件のJCである.解析には、 国土交通省が運用する X バンド MP(マルチパラメータ) レーダー(XRAIN)と、埼玉大学で稼働している MP-PAWR(フェーズドアレイ気象レーダー)を用いる.

XRAIN の使用周波数は9.7 GHz, 観測レンジは80 km, 分解能はレンジ150 m, 方位角1.2°となっている. データ は1分間隔で提供され、5分間隔でボリュームスキャンを 行う.現在, XRAIN は全国で39 基あり,各事例に最も近 いサイトのデータを使用して, JC を発生させた積乱雲を 捕捉し,鉛直構造,粒子の大きさ等を推定する.

PAWR は、X バンドの観測波長で、XRAIN よりも高頻 度な30秒間隔のボリュームスキャン(半径 60km 圏内,100 仰角)により、数分単位で状態が変化する積乱雲の鉛直構 造の連続的な解析が可能である.ただし、設置数が少なく 観測範囲が限られるため、解析できるのは2 件のみである.

#### 3 解析結果

図 1b は、図 1a の積乱雲を PAWR で観測したものであ る. 比較のため、カメラの視線方向に合わせて断面をとっ た. ただし、地上可視カメラでは JC の奥行方向の正確な 位置がわからないため、あらゆる断面を確認した(図 1b で は対流の最も強い場所を通る面を表示). JC や anvil は、 降水粒子よりも小さな雲氷を含むと考えられ、図 1b を含 めて PAWR では捉えられていない. しかしながら、エコー 頂が最も高い場所では、40 dBZ 以上の強いエコーが鉛直 に伸びて高さ 11 km 以上に達しており、これが JC を生ん だ深い対流に対応するものと考えられる. エコー頂が最も 高い場所では、anvil の高さに近い 14.5 km 付近までレー ダーエコーが達していた. 今後は、降水セル自体のパラ メータと JC との関係を調べ、全 28 事例の解析結果を当 日発表する予定である.



図1(a) 埼玉県白岡市付近で発生した積乱雲とJC(黒丸内). 2018年8月10日15時39分39秒(日本時間)撮影. anvil とJCの高度はそれぞれ15.3, 16.1 km. (b) MP-PAWR がと らえた同積乱雲(2018年8月10日15時39分30秒時点)の 経度[°E]—高度断面[km]. 色はレーダー反射因子[dBZ].

#### 4 謝辞

本研究の一部に,九州大学応用力学研究所の共同利用研究の助成を頂いた. MP-PAWR は SIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」において開発された. MP-PAWR のデータ提供は,防災科学技術研究所に協力を頂いた.

#### 5 参考文献

Setvák et al., 2008, Atmospheric Research, 89, 170-180. Wang et al., 2011, Terr. Atmos. Ocean. Sci., 22, 5, 447-462. Seguchi et al., 2019, J. Meteorol. Soc. Jpn., 97, 615-632.

## 「平成30年7月豪雨」に関する後方流跡線解析

\*豊岡大地1,川畑拓矢2,田中博3

(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

本研究は、平成30年(2018年)の6月28日から7月 8日にかけて、西日本を中心とした広い範囲で台風7 号および梅雨前線等の影響により多くの被害をもたら した「平成30年7月豪雨」を対象とする.気象庁 (2018)によると、この持続的な集中豪雨をもたらした 要因の一つとして、東シナ海と太平洋からの二つの多 量の水蒸気を含む湿潤な気流が西日本付近で合流し続 けたことを挙げている.Sekiguchi et al. (2019)も南から の気流が寄与していたことを挙げ、一方で MOTEKI (2019)はオホーツク海高気圧起因の気流の重要性を挙 げた.

本研究の目的は、リアルタイム火山灰追跡モデル (PUFF; Tanaka 1994)を応用し、この集中豪雨域の空気 塊に対して後方流跡線解析を行うことで、これまで指 摘されている気流について詳細を明らかにすることで ある.

### 2. 解析手法

本研究の後方流跡線解析の元となっている PUFF は 三次元 Lagrangian 方程式系のモデルからできている. PUFF の3 次元空間における粒子位置は風による輸送, 乱流拡散,重力落下によってのように決定されるが, 本研究の後方流跡線解析においては式(1)のように乱流 拡散と重力落下を除外し,時間をさかのぼるためtを 負の値にしている(初期時刻をt=0としている).使用 しているデータは気象庁全球解析値である.

 $r_{i}(t + \Delta t) = r_{i}(t) + V\Delta t \quad (\Delta t < 0) \quad (1)$ 

ここでi: 粒子番号, r<sub>i</sub>(t): 時間 t における i 番目の粒子 の位置, V = (u, v, w): 風ベクトル, Z: 乱数ベクトル, G: 重力落下ベクトルを表す. ただし使用データの鉛直風 の精度を考慮して、鉛直風を除いた風ベクトルを代入 している.

## 3. 結果とまとめ

7月4日から7日のそれぞれにかけて00UTCを 初期時刻として3日間の後方流跡線解析を行った. 粒子の初期座標は,降水量が期間中多かった地域を 代表して四国付近・京都付近を網羅できるように設 定し,高度は925 hPaである.第1図左は四国付近, 右は京都付近を出発点として後方流跡線解析を行っ た気流の経路である.四国付近に流入してきた気流 は概ね東シナ海からフィリピン海にかけての経路を たどったことが分かった.京都付近に流入してきた 気流は,4日00 UTC 初期値の解析では太平洋からの 気流が流入してきており,5日00 UTC 初期値の解析 ではフィリピン海付近から流入してきたことが分か った.それ以降はフィリピン海からの気流が主であ ったが,徐々に太平洋側に近づいていた.両地域の 4日00 UTC 初期値の解析に着目すると,京都付近 では太平洋からの気流,四国付近ではフィリピン海 からの気流が流入してきたことから,紀伊半島 の西側付近で流入してきた二つの気流が区別される ことが分かった.

#### 4. <br /> 今後の展望

本研究の実験設定は気象庁全球解析値を使用してお り、かつ鉛直風のデータを除いている. 今後は JMA-NHM の水平解像度・時間解像度を高めた出力データ を用いた実験を行う. また本研究では初期座標を期間 一律に行っていたが, 高分解能にするにあたり降水帯 別に初期座標を設定し行う.



第1図:2018年7月4日から7日それぞれの00UTC を初期時刻とする後方流跡線解析.赤線が4日,黄線 が5日,桃線が6日,緑線が7日である.線状のプロッ トの色は初期時刻からの時刻を表している.

### 参考文献

気象庁,2018,報道発表資料.

MOTEKI, Q., 2019, Submitted to SOLA.

Sekiguchi et al., 2019, SOLA, 15A, 22-25.

Tanaka, H. L., 1994, U.S. Geological Survey, Bulletin., 2047, 283-291.

# 竜巻の発生数と地形との関係

朝比奈聡司, \*深町知宏 (気象大学校)

## 1. はじめに

日本における竜巻の分布を見ると、その分布は一様 ではなく、沿岸部や平野部での発生が多い傾向が見ら れる[1]。竜巻発生のトリガーや竜巻渦の起源について は議論が続けられているところであるが、多くの研究 で竜巻の発生には下層の水平渦が重要とされており[2]、 地形の平坦さと竜巻の発生しやすさには何らかの関係 性がある可能性が考えられる。そこで本研究は、竜巻 の発生しやすさと地形との関係性を調査した。

#### 2. 使用データ

竜巻については、気象庁の「竜巻等の突風データベ ース」から陸上で発生したものを抽出した。

地形等については、国土交通省の国土数値情報より 標高、人口等の3次メッシュデータ(約1km四方)及び 標高5次メッシュデータ(約250m四方)を使用した。

また、調査には地形の凹凸さを表す指標として傾向 面偏差を用いた。これはある領域において近似平面を 求め、その平面と実際の標高とのずれの標本分散の平 方根をとったものである。ここでは3次メッシュごと の傾向面偏差を5次メッシュデータを用いて算出した。

#### 3. 調査内容と結果

本研究では、竜巻発生に対する地形の影響をより正確に把握するため、まず初めに人口による竜巻確認数のバイアスの有無を調べ、人口密度100人/km<sup>2</sup>以上の格子であれば確実に竜巻を確認できているものとした。その人口密度以上の3次メッシュ格子で発生した竜巻を調査対象とし、標高や傾向面偏差等の階級ごとに10<sup>4</sup>km<sup>2</sup> あたりの発生数という形で整理し、竜巻発生と地形との関係を調べた(図1)。

標高に対しては、100m 未満で発生が集中したが、 100m 以上では標高による発生数の差異は見られなかった。この100m 未満地域への集中は、竜巻が海岸線付 近や平野部での発生が多いことに伴うものである。

傾向面偏差に対しては、30~35m で若干大きくなっ ているが、傾向面偏差が大きいほど該当する格子数が 少なく誤差が大きいことや、40m 以上では発生が確認 されていないことも踏まえると、値が大きくなるほど 竜巻の発生が少なくなる傾向が現れた。



横軸の間隔は、標高が100m、傾向面偏差が5m。

## 4. 考察

結果から、竜巻の発生は、沿岸部や平野部を除くと 標高に対する発生数の変化は小さいこと、地形の凹凸 (傾向面偏差)が大きいほど発生数が減少することが 分かる。この理由として、複雑な地形上では下層の渦 が安定せず竜巻が発生しにくいことが考えられる。

ここで、図1(右)の傾向面偏差のグラフをロジスティ ック関数により近似し、傾向面偏差と発生数との関係 式を求め、それを基に分布図を作成した(図2)。これを 各地域の地形の凹凸を基にした竜巻発生リスクを表す ものと考えれば、平野部でリスクが高いほか、標高の 高い場所でも盆地のような平坦な地域ではリスクが高 くなっており、これは実際の竜巻分布ともよく対応し たものとなった。



図2 地形の凹凸を基にした竜巻発生リスク分布

#### 参考文献

[1]気象庁HP「竜巻等の突風データベース」

[2]例えば、益子渉、2017、日本風工学会誌、第150号、pp31-38

## 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

\*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 ~ -3 °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) 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。

本研究では、ice-ice collisions を数値モデル WRF 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 る影響を調べた。

#### 2 研究手法

雲微物理スキームには、氷粒子として氷晶・雪・ 霰を扱う Morrison double-moment バルクスキー ム (Morrison et al., 2005; 2009) を用いた。Iceice collisions による二次氷晶生成率の計算方法とし て、Phillips et al. (2017) の方法と Sullivan et al. (2018) に基づく方法を用いた。前者による式をバ ルク法で解析的に計算するのは難しい一方、シミュ レーションでの計算コストを削減するため、このス キームに関するパラメータの様々な値に対する1秒 あたりの二次氷晶生成数を lookup table として事 前に保存し、実際のシミュレーションでは lookup table から ice-ice collisions による二次氷晶生成率 を計算させるように設計した。一方、後者は温度依 存性のみを考慮して Takahashi et al. (1995) の結 果に従う関数で生成率を表現しているが、これは任 意の粒径の氷粒子の衝突から等しい数の二次氷晶が 生成されることを意味するので、生成率を過大評価 することが予想される。そこで、大きな粒子の衝突 から多くの二次氷晶を生成させるように、粒径のベ き乗(ここでは  $b_{
m asp}$  乗と表現)の依存性を加え(拡 張 Sullivan スキーム)、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。

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



図1 (a) 異なる ice-ice collisions スキームの実験に対して、二 次氷晶生成率を高度 0-5 km で鉛直平均し、(c) の領域で水平平 均した値。凡例の 'b' は、本文での b<sub>asp</sub> に対応する。(b) 二次氷 晶生成率が氷晶数濃度に変わったこと以外は (a) と同じ。(c) 水 平平均の領域。×印は Takahashi et al. (2017) の観測地点を 示す。

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。また、日本海側から降水 エコーが流入していた。Ice-ice collisions の効果を 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 は、各実験における二次氷晶生成率を時系 列で示している。Phillips スキームでは、生成率 は 1 m<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup> 以下で小さな値を示した。一方、拡張 Sullivan スキームでは、べき乗依存性の指数 ( $b_{asp}$ ) を増加させるにつれて二次氷晶生成率は少なくなっ ていた。 $b_{asp} = 0.0$ の場合、生成率は 10<sup>5</sup> m<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup> のオーダーであり、極端に大きな生成率となってい た。これらの二次氷晶生成に対応して、氷晶数濃度 (図 1b) もオーダーレベルで変化した。

また、ice-ice collisions を導入すると、降水量は平 地で減少、山地で増加する傾向を示した。これは、 海側から流入する雪雲において、雪の平均粒径、ひ いては平均落下速度が減少したことによるものであ ると考えられる。

#### 4 今後の課題

今後は、このシミュレーション結果を Takahashi et al. (2017) によるビデオゾンデ・HYVIS の観測 結果と比較し、ice-ice collisions による二次氷晶生 成過程をより詳細に検討する予定である。 マイクロ波放射計による可降水量と降雨到達速度の関係 小田僚子(千葉工業大学),青柳光彰(元・千葉工業大学),

\*白川尚樹 (千葉工業大学大学院), 清水慎吾(防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

日本各地で降雨による災害が頻発しており,防災の 観点から高精度な降雨予測が重要である.これに対し, 降水量の増大前に可降水量が増加することが指摘され ており[1],降雨の要因となる水蒸気情報を豪雨予測に 活用する取り組みが積極的に行われている[2].本研究 では,降雨があった際に上空で雨粒が確認されてから 地上に到達するまでの時間(速度)に着目し,可降水量 との関係について評価することを目的とした.

#### 2. 解析概要

本研究では、マイクロ波放射計で可降水量を、マリン レーダーで降雨鉛直断面の観測を行った[3]. 観測場所 は前者が千葉工業大学津田沼校舎 4 号館屋上、後者が 同新習志野校舎 12 号館屋上であり、測器間の距離は約 2.9km である. 2016 年 8 月~2017 年 12 月にマリンレ ーダーで確認された層状性降雨は 40 事例であった(1 事例:レーダー画像上で降雨エコーが確認されてから 消えるまで).可降水量の解析に際しては、データ欠損 により上記事例中33 事例を用いて評価を行った.なお、 マリンレーダーと同地点にあるディスドロメータによ る観測から、層状性降雨の地上降雨強度は概ね 0.0mm/h から 5.0mm/h に分布していた.

#### 3. 可降水量と降雨到達速度の関係

層状性降雨の特徴として上空に見られるブライトバ ンド(融解層)高度の月変化を図1に示す.気温の高い 夏季は上空の0℃層が出現する高度も高くなるためブ ライドバンドが現れる高度も約4.5kmと高くなり,冬 季には高度約1.5kmと低くなる季節変化が見られた. 本研究では,雨滴(ブライトバンド)が上空で現れてか ら地上に到達するまでの時間を「降雨到達時間」と定義 した.降雨到達時間はブライトバンドの発生高度に依 存するため,以下に示す「降雨到達速度」を算出した. 対象事例の降雨到達速度の平均は9.3m/s であった.

既述の通り、可降水量は降雨増大前に増加する傾向



が指摘されていることから[1],本研究では降雨開始前 の平均可降水量に着目した.上空で雨滴が確認される 直前1時間の平均可降水量と,降雨到達速度の関係を 図2に示す.両者の相関係数は0.30であり,弱い正の 相関が見られた.降雨が地上に到達する時間や速度は 風速にも依存すると考えられるため,単純な評価はで きないが,大気が湿潤なほど上空で生成された雨滴が 地上に早く到達する傾向にあることが示された.

#### 謝辞

レーダーの設置に際し、北海道大学の藤吉康志教授に ご指導いただきました.ここに記して謝意を表します.

#### 参考文献

- [1] 神田ほか, 2000, 天気, 47, 7-15.
- [2] 小司ほか,2009, 測地学会誌,55,17-38.
- [3] 松井ほか,2016, 日本気象学会2016 年度春季大会講 演予稿集,88.

## 冬季石狩平野における対流雲がもたらす地上気温と気圧の変化

\*馬場賢治<sup>1,2</sup>,伊藤花好<sup>2</sup>,上田博<sup>3</sup> (1:酪農学園大学大学院酪農学研究科 2:酪農学園大学農食環境学群 3:名古屋大学)

#### 1. <u>はじめに</u>

冬季石狩平野では、気団変質により生じた筋状対流雲が 入り易い.この対流雲が齎す降雪の影響による地上での気 圧と気温の短時間変化について、2016年名古屋大会で報告 を行った.ここでは、小学校の百葉箱に設置した10分ごとに 計測したデータを用いて解析を行い、気圧が上昇するととも 気温低下が生じる領域が見られ、レーダーエコーの強弱に ついては確認できたが、詳細な位置関係については言及出 来ていなかった.そこで、今回はレーダーエコーと観測点と の位置関係を注目し、筋状対流雲と地上で確認された気圧 上昇・気温低下の関係について報告を行う.

#### 2. 観測概要とデータ

2014 年 12 月から 2015 年 3 月までの間, 札幌, 石狩, 当 別の小学校 15 校, および札幌管区気象台(2015 年 3 月の み)の百葉箱に T&D 社製おんどとり TR-73U(気温・気圧)と KN ラボラトリーズのサーモクロン Gタイプ(気温)を設置した. 観測時間間隔は 10 分である.また, 同地域内の AMeDAS データ, 気象庁気象レーダー, および気象衛星可視画像 (MT-SAT)を用いて解析を行った.

#### 3. 解析方法

Shirooka and Uyeda(1990)や Yamada et al.(2004)によれば, 筋状対流雲に伴うスノーバースト由来の地上における降温 現象は,短時間であることが推測されるため,今回の観測間 隔 10 分間あたりの気温( $\Delta$ T)と気圧( $\Delta$ P)の変化量を用い た.このうち,観測地点において $-0.5^{\circ}C \ge \Delta$ T,且つ 0.5hPa  $\le \Delta$ P の変化が生じたときを着目し,気象衛星画像と気象レ ーダーにおける筋状対流雲と地上観測点との位置関係につ いて調査した.

## 4. <u>結果</u>

2015年2月14日13時頃に解析方法で記載した変化が 地上観測点で生じていた.この時の北海道付近は西高東低 の冬型の気圧配置であり、札幌アメダス10分値では、平均 風速5~10m/sの西から北西風と降水が観測された.可視画 像とレーダーエコーから、対流雲は概ね北西から南東の走 向で、北から南に移動していた.その前面にあたる南側に おいて気圧上昇・気温低下の観測地点が分布していた(図1 左 SN、同右KCとKH).対流雲はその後消散した.

また,2015年2月14日の13時頃の例を図2に示す.同 札幌アメダスでは降水と平均風速6~10m/sの北西風が観測 されていた.可視画像とレーダーからは,石狩湾から石狩平 野にかけて筋状雲が北西-南東方向に入り込んでいた.また,その対流雲は南西から北西へ移動していた.筋状対流 雲の進行方向側の北西領域において気圧上昇・気温低下の 観測点がみられた(図2左TNとKC,同右SN).

#### 5. <u>考察とまとめ</u>

今回紹介した事例では、対流雲の進行方向の前面におい て、気圧上昇・気温低下の観測点が現れていた.筋状雲の 走向と風向がほぼ一致しており、ウインドシアは小さいと考 えられる.これらの他の事例においても同様な傾向がみられ ることから、Yamada et al.(2004)の Rw タイプの筋状雲による Shirooka and Uyeda (1990)のバーストタイプを多く捉え、彼ら 同様の気温低下が観測されたことが推測できる.同時に気 圧上昇が観測されたことから、降雪の際の蒸発による潜熱の 効果が空気塊の密度を増加させ、局所的な気圧上昇を引き 起こし、これが対流雲の進行方向の前面で生じていることが 分かった.







## 図2 2015年2月14日のレーダーエコー強度(左:10:20,右:10:30).

# 同上.

## :浦文

Shirooka, R., and H. Uyeda, 1990: Morphological structure of snowburst in the winter monsoon surges. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 677–686.

Yamada, H., H. Uyeda, K. Kikuchi, M. Maki, and K. Iwanami, 2004: Dual-Doppler radar observations on factors causing differences in the structure of snow clouds during winter monsoon surges. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82, 179-206.

# 近年の東シナ海の温暖化傾向が 平成29年7月九州北部豪雨へ及ぼす影響

\*万田敦昌 (三重大生物資源), 飯塚聡 (防災科研), 宮坂貴文(気象業務支援センター,気象研,東大先端研),中村尚(東大先端研)

#### 1. はじめに

地球温暖化が最近の豪雨事例にどの程度影響を及ぼ しているか定量化するための一つの方策として、温暖 化に伴う熱力学的効果の変化に焦点を絞った解析手法 が最近提案されている[1]. 日本近海は全球規模で見て も海面水温の上昇率が前世紀 100 年間で最も大きかっ た海域であり、日本近海の温暖化が豪雨の長期変化傾 向に及ぼす影響を明らかにすることは、地球温暖化が 極端気象に及ぼす影響を明らかにする上で重要である. 暖候期の日本ではしばしばメソ対流系によって甚大な 豪雨災害が引き起こされるが、本研究では平成29年7 月九州北部豪雨をこのようなメソ対流系による集中豪 雨の典型例とみなし、近年の海面水温の上昇傾向が集 中豪雨に及ぼす影響を調べる. 最近の研究において海 面水温データセットの差異が豪雨の再現性に及ぼす影 響が指摘されている [2]. また, 海面水温が豪雨に及ぼ す影響について調べた既往の研究の多くは、大気の成 層の効果について検討していない. 本研究ではこれら の二つの影響も併せて検討した.

## 2. 手法

Weather research and forecasting model (v. 3.7.1)を用い た数値実験を行った.3 つの入れ子の計算領域をとり、 水平格子間隔は外側から順に9,3,1 km とし、鉛直層数 は30とした.使用したパラメタリゼーションと大気デ ータは[3]と同一とし、海面水温データは米国 Naval Oceanographic Office によるものを使用した. 計算期間 は2017年7月3日の12時 (UTC)より同年同月5日18 時までである.まず再現実験 (CNTL)を行い,降水分布 の再現性が良好であることを確認し、次に衛星海面水 温データセットの存在する1980年代における水温・気 温分布が豪雨に及ぼす影響を調べる目的で,以下の感 度実験を行った. 海面水温 5 種 (MGDSST, ERSST, HadISST, OISSTv2, COBE)と大気再解析 5 種 (NCEP1, NCEP2, JRA55, ERA-Interim, ERA5)に関して 1982 年か ら 2017 年までの線形トレンドを計算し、これらのトレ ンドを CNTL で用いた海面水温と気温データから差し 引いたデータを作成した. これら 25 通りのデータの組 み合わせについて CNTL と同様の数値実験を行い,雨 量への影響を調べた. 降水帯に流入する気塊の流入経 路にそった海面水温の平均値を計算し, 2017 年 7 月 5 日 1:00~13:00 (UTC)の 12 時間雨量の 33-34N, 130-132E の範囲における領域平均値と比較した.

#### 3. 結果

図1は12時間雨量のCNTLからの減少率を示している.用いた海面水温データのトレンドの大きさに応じて雨量の減少率は平均で1%から15%まで大きく変化する.雨量と可降水量は相関が弱い(相関係数=0.24)のに対し,雨量と鉛直風速は強い相関(相関係数=0.81)を示した.これは対流スキームを使用した全球モデルの結果とは対照的に、中緯度においても降水システムの力学的応答が重要であるとする最近の雲許容モデルの結果[2]と整合的である.



図1 CNTLからの12時間雨量の減少率(箱ひげ)と海 面水温の減少量(黒丸).

#### 4. 謝辞

文部科学省科研費(16H01844, 16H04046, 17H02958), 九州大学応力研共同研究(2019 特 2-2)の支援を受けた.

## 5. 参考文献

[1] Trenberth, K. E. et al., 2015, Nat. Clim. Change, 5, 725-730.

[2] Iizuka, S and H. Nakamura, 2019, *J. Geophys. Res.*, **124**, 4365-4381.

[3] 川野・川村, 2018, 日本気象学会 2018 年度春季大会 講演要旨集, 126.
# An intercomparison of tropical clouds over the Western Pacific using DYAMOND data

Woosub Roh<sup>1</sup>\*, Cathy Hohenegger<sup>2</sup>, and Masaki Satoh<sup>1</sup> (<sup>1</sup>AORI, the University of Tokyo, <sup>2</sup>Max Planck Institute for Meteorology)

#### 1. Introduction

The representation of clouds has a large uncertainty in global climate models (GCMs). The results of GCMs depend on a cumulus parameterization. Several global storm resolving models (GSRMs) have developed to reproduce convections without cumulus parametrizations with a few kilometer horizontal resolution [1]. It is important to intercompare GSRM simulations and investigate the characteristics for cloud and precipitation. One of intercomparison projects for GSRMs is the DYAMOND (DYnamics of the Atmospheric general circulation Modeled On Non-hydrostatic Domains) [2].

It is known the three typical cloud types like shallow cumulus, cumulonimbus, and congestus (e.g. Johnson et al. 1999). In this study, we investigate the vertical cloud structures over the Western Pacific using DYAMOND data.

#### 2. Experimental design and data

The DYAMOND data are initialized on 1<sup>st</sup> Aug. 2016 with same ECMWF 9 km reanalysis data. Total integration time is 40 days. 9 models participated this project: the global non-hydrostatic model of the Météo-France (ARPEGE-NH), The GFDL Finite Volume Cubed-Sphere Dynamical Core (FV3), The Goddard Earth Observing System (GEOS), a non-hydrostatic model discretised over an icosahedral (ICON), ECMWF Integrated Forecasting System (IFS), the Model for Prediction Across Scales (MPAS), a Non-hydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM), System for Atmospheric Modeling (SAM), and Unified Model (UM).

4 models did not use cumulus parameterization (ARPEGE-NH, ICON, NICAM, and SAM) and the other models used the shallow or full parametrization for clouds. The simulations except UM simulation are done with less than 5 km horizontal resolution. NICAM, IFS and ICON simulations are done with coarser resolutions for the sensitivity experiments.

We focus on the domain over the Western Pacific with  $130^{\circ}E - 150^{\circ}E$  and  $0^{\circ}N - 20^{\circ}N$  using CDO.

#### 3. Results

Figure 1 shows the vertical profiles of domain-average mixing ratio of cloud water and cloud ice on 00UTC 11<sup>th</sup> Aug. 2016. All simulations reproduce the triple modes of cloud systems like shallow, congestus, and deep clouds. The distribution of cloud water describes shallow and congestus clouds. The peaks of cloud water amount in shallow clouds are between 1.5 and 2 km altitudes in DYAMOND data. The peaks of cloud water amount in cumulus vary from 4 km to 7 km altitudes. It means the dynamics for congestus are different in simulations. IFS reproduces the highest peak of cloud water amount than the other models. The most of models reproduce the 5 km altitudes of congestus.

shows the deep cloud mode. NICAM shows large amount of cloud ice near 14 km. SAM and GEOS reproduces lower height of maximum cloud ice amount near 9 km.



Figure. Vertical profiles of domain-average mixing ratio of cloud ice (a) and cloud water (b) on 00UTC 11<sup>th</sup> Aug. 2016.

We will intercompare and analyze the cloud fraction of shallow, congestus, and deep clouds in DYAMOND data. And we will investigate the resolution dependency on vertical structure of cloud types.

We will also evaluate the cloud fraction of DYAMOND data using cloud mask data from CALIPSO and CloudSat.

#### References

[1] Satoh, M. et al., 2019, Global Cloud-Resolving Models. *Current Climate Change Reports*, doi:10.1007/s40641-019-00131-0

[2] Stevens, B. et al., 2019 DYAMOND: The DYnamics of the Atmospheric general circulation Modeled On Non-hydrostatic Domains. *PEPS*. Submitted

## 2019 年梅雨期の沖縄地方における停滞性レインバンドの出現特性

伊藤 典子, 山田 広幸 (琉球大学理工学研究科)

#### 1. はじめに

2019年梅雨期において、沖縄地方では梅雨前線が 停滞するなか、前線の暖域側で停滞性のレインバン ドが発生する事例が複数観測された。図1に2019年 6月9日21UTCにおける、降水強度と925hPaの 相対渦度を示す。レインバンドは先島諸島を始点と し、北東に伸びており、これは南西風が台湾の地形 を迂回した風下にて収束する位置と対応している。

台湾の風下で停滞性の降水域が形成されるのは、 2018 年 7 月の沖縄における大雨事例においてもみ られた(2019 年春季大会 P222)。そこで本研究で は、南西風が顕著に卓越する際の降水システムの発 生に着目し、2019 年梅雨期における停滞性レインバ ンドの出現特性を調査した。

#### 2. 使用データと解析手法

2019年4月30日から6月30日を解析期間とし、 降水システムの特定に気象庁レーダー雨量分布、環 境場の解析には長期客観解析データ(JRA-55)や、 メソ予報モデル(MSM)の初期値(3時間毎)を用 いた。

上記のデータを用いて、図1に示す直線A-B上の距離-時間断面図を作成し、レインバンドの時空間変動を調べた。停滞するレインバンドの定義としては、停滞時間が2時間以上、降水強度が20mm/hr以上とした。

### 3. 結果

停滞性レインバンドの一例として、6月9日~10 日の降、図1の直線上における雨雲と925hPaでの 相当温位の時空間変動を図2に表す。左図において、 黒い破線で示す部分が停滞するレインバンドであり、 右図から、それぞれ相当温位が360Kを超える前線 帯の暖域側で発生していることがわかる。

図3に、図1の太枠領域で平均した南西風成分の時間-鉛直断面を示す。停滞するレインバンドが発生した箇所は図中に黒矢印で示す。停滞性のレイン バンドが発生と、中層約5kmまでの十分な厚さをもち、かつ風速5m/s以上の強い南西風のピーク(下 層ジェット)が卓越する期間に発生していたことがわかる。ただし例外として、5月18~20日は下層に 南西風が存在しないが、MSMの相当温位分布を調べた結果、これは梅雨前線が指定領域上を通過する ためである。下層ジェットの出現頻度は5月に比べ 6月が多くなっており、高度1km付近に存在する。

#### 4. 考察

梅雨前線の暖域側で、相当温位の高い空気をもた らす南西風の下層ジェットが卓越する際、沖縄地方 は停滞性のレインバンドが形成されやすい環境であ ると推測される。これには台湾の地形を迂回する気 流の影響があり、数値実験を用いた検証を行う必要 がある。



図1 2019年6月9日21UTCにおける降水強度分布(左) と925hPaにおける相対渦度の水平分布(右)。



図2 図1に示す直線上の時間-距離断面図。期間は6月 9日00UTC~6月11日00UTCまでの48時間で、降水 強度(左)と925hPaにおける相当温位(右)を表す。破 線の枠は停滞性のレインバンドの位置を表わす。



図3 JRA-55 を用いた、図1に示す太枠の領域で平均した水平風の南西風成分の時間-鉛直断面。

## 台風内の雷構造にエアロゾルが与える影響

\*佐藤陽祐(北大院理), 宮本佳明(慶大環境情報), 富田浩文 (理研計算科学),

#### 1. はじめに

台風は人間生活に大きな被害を与えるため,古くか ら気象学の研究対象であり,科学的知見が積み重ねら れてきた.近年台風が急発達する直前に雷の頻度が最 大になるといった(Price et al. 2009),台風の強度変化と 雷に関する議論がなされるようになってきた.2019年 春季大会では,雷を扱うコンポーネントが組み込まれ た数値気象気候ライブラリ SCALE(Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015;佐藤ら 2018)を用いて台風周辺の雷と 台風のライフサイクルの関係について報告した(Sato et al. submitted;佐藤ら 2019).雷の発生と雲粒の微物理 特性は密接関わり,台風を構成する積乱雲の微物理特 性にはエアロゾルが大きく影響することが報告されて いる.そのため,エアロゾルが台風周辺の雷特性に影響 することが予想される.

本発表ではこの雷コンポーネントが組み込まれた SCALE を用いた数値実験によって台風内部の雷や電 気的な特性にエアロゾルが与える影響を評価した.

#### 2. モデルと実験設定

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(佐藤ら 2018)であり,雷に関連する物理プ ロセスは電荷分離(Takahashi 1978),電場の計算,中和 (Fierro et al. 2013)を考慮した.実験設定は,Miyamoto and Takemi (2013)に従い,f面近似(f=5×10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup>)で,海水温 度は 300 K で一定として計算を行った.計算資源を節 約するため,台風が定常に達するまで(計算開始から 193 時間)雷を考慮せずに積分を行い,その後,雷を考 慮して 36 時間の積分を行った.計算領域は 3000 km 四 方の周期境界条件とし,水平解像度は 5 km,鉛直解像 度は 200 m~1 km (下層ほど細かい),モデルの上端は 20 km,モデル上端から 3 km はスポンジ層とした.

**SCALE** では雲凝結核の数濃度 (*N<sub>cen</sub>*) を以下のように 与える:

$$N_{ccn} = N_0 s^k$$

ここで $N_0$ , k (= 0.462)は定数, s は過飽和度である. エ アロゾルの効果を調べるために $N_0 \ge 10 \text{ cc}^{-1}$ , 50 cc<sup>-1</sup>, 100 cc<sup>-1</sup>, 250 cc<sup>-1</sup>, 500 cc<sup>-1</sup>, 1000 cc<sup>-1</sup>の7 通りの実験を 行なった.

#### 3. 結果と議論

図1は計算最後の36時間における雷の発生数である. エアロゾルの数密度が少ない時( $N_0 \le 250 \text{ cc}^{-1}$ )は発雷 頻度が大きく変化しないのに対して,エアロゾルの数 密度が多くなると( $N_0 \ge 500 \text{ cc}^{-1}$ ),雷の発生数が大きく 変化する.これはエアロゾルが多い時( $N_0 \ge 500 \text{ cc}^{-1}$ ) に電荷密度の鉛直構造が2極構造になることに対して、 エアロゾルが少ない時( $N_0 \le 250 \text{ cc}^{-1}$ )には3極構造に なるという電荷密度の鉛直構造の違いに起因している. 発表ではこのような雷の発生数のエアロゾル数密度に 対する依存性や,そのような依存性をもたらすメカニ ズムについて議論を行う.



図1:エアロゾル数濃度と領域全体の雷発生数の総 和の関係.

#### 参考文献

Fierro, A. O. et al., 2013, *Mon. Weather Rev.*, **141**, 2390–

Miyamoto, Y., and T. Takemi, 2013, J. Atmos. Sci., 70, 112-

Nishizawa, S. et al. 2015, Geosci. Model Dev., 8, 3393-

Price, C. et al., 2009, Nat. Geosci., 2, 329

Sato, Y. et al., 2015, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **2**, 23, doi:10.1186/s40645-015-0053-6.

Sato, Y. et al., Mon. Weather Rev., submitted

佐藤ら,2018, 日本気象学会2018年秋季大会,C308

佐藤ら,2019, 日本気象学会2019年秋季大会,B456

Takahashi, T., 1978, J. Atmos. Sci., 35, 1536-

#### 謝辞

(1)

本研究は理化学研究所基礎科学特別研究員制度(XXVII-008),科研費 基盤C(17K05659),東京大学情報基盤センター若手・女性利用者推薦 制度の支援を受けて行われています

## 降水粒子帯電電荷測定のための 400MHz帯ラジオゾンデ搭載新型センサー開発

\*鈴木賢士(山口大)杉立卓治・清水健作(明星電気)森 修一・勝俣昌己(JAMSTEC) 中川勝広(NICT)大石 哲(神戸大)川野哲也(九州大)橋本明弘(気象研) 大東忠保(防災科研)齊藤靖博(JAXA)篠田太郎(名大)山田広幸(琉球大)

#### 1. はじめに

防災や社会インフラへの被害軽減のためには雷予測 モデルの精度向上は必要不可欠である. 雷発生には雲 内の降水粒子の帯電が重要な役割を果たしているが, 実際の雲内でどのような帯電分布をしているかを容易 に直接観測できるツールは現状ない. それゆえ雲物理 学的な雷基礎研究は停滞しており, 雷予測モデルにお ける雲内帯電分布の「答えあわせ」ができないため精 度向上も進んでいない. 1980 年代に開発されたビデオ ゾンデ(Takahashi 1990)は気球により雲内に放球され, 個々の降水粒子画像を捕捉するとともに, 誘導管によ って粒子の帯電電荷を測定する特殊高層観測機器であ る. このビデオゾンデは有用であるが, 高価な上, 電 荷データ解析にも膨大な時間がかかるため, リアルタ イムのモニタリングは不可能である.

そこで本研究では、雷研究ニーズに応え、現場観測 から新たな知見をもたらすことを目指し、降水雲内の 帯電電荷をリアルタイムで容易に測定できる汎用化さ れたユーザフレンドリで小型軽量・低コストな新しい 高層気象観測機器の開発を行う.現在はまだその開発 途上であるが、今回はプロトタイプの試作、沖縄での 試験放球結果を報告する.

#### 2. 新しい電荷ゾンデの概要

新型ゾンデセンサーは CPS ゾンデ(Fujiwara et al. 2016)のインターフェースを応用し、ビデオゾンデ(Takahashi 1990)の誘導管を用いている.帯電した降水粒子が誘導管を通過した際に発生する誘導電流を取り出し、インターフェースを通じてラジオゾンデ(RS-11G(R3):明星電気)に入力し、1秒ごとに400MHzの搬送波で地上に送信される.得られるデータは、1秒間に誘導管を通過した正負電荷量の積算値、帯電粒子数に加え、帯電粒子の最初の正負3個ずつが持つ電荷量・極性である.これらは地上のPCのモニター上で気温や高度とともにリアルタイムで表示される.

#### 3. 試験放球

2019年6月2日に琉球大学においてプロトタイプの 試験放球を実施し、信号処理系および送信系の確認を することができた.しかしながら、雨滴領域では過剰 な粒子カウントがみられ、ノイズレベルの設定やセン サー筐体部の検討が必要であると思われる.今後は、 性能評価のため、地上における雨滴および固体粒子の 測定による検証や電荷ビデオゾンデとの同時放球によ る検証を行い、センサー本体を試作する予定である.



図. 2019 年 6 月 2 日 04:34 JST に琉球大学千原キャンパスより放球された事例. 左から,気球が−10℃に到達した時間の JMA レ ーダ図とゾンデの軌跡,気温,相対湿度,電荷量(ピーク電圧値:補正ナシ)の鉛直プロファイルを示す.

## SCALE を用いた混相雲を対象とした

雲微物理スキームの感度実験

\*近藤誠(北大理)・佐藤陽祐(北大院理)

### 1.はじめに

雲解像モデルでの雲微物理過程の再現性を向上させ、モ デルを改良するには直接観測との比較を通じたモデルの 検証が必要不可欠である[1].その中でも再現性が不十分 な氷の雲微物理特性の検証[1]のため本研究では冬季北 海道を対象とした数値実験と降雪粒子の観測の比較を行 う.実験では混相雲の計算として、2019年1月21日の石狩 湾小低気圧を対象として2種の雲微物理スキームを用い た計算を行い、その感度について初期解析を行った.

#### 2. 実験設定

実験は SCALE(Scalable Computing for Advanced Library and Environment)[2][3] を用いて 2019 年 1 月 21 日の石狩湾小低気圧を対象とし、初期値はメソ数値モ デル(MSM)の解析値, 雲微物理スキームは 1-moment bulk (tomita08[4])と 2-moment bulk(SN14[5])を用い、計算ド メインを Fig.1 の範囲とした. 積分期間を 2019/1/21/06:00-18:00JST(12時間)( $\Delta t$  = 10800 s)と し、初めの1時間を解析の対象から除いた.

### 3. 結果

どちらの雲微物理スキームにおいても石狩湾小低気圧 の特徴が再現された.また、雲頂高度は SN14 の方が高く, 暖かい雲での特徴[3]と傾向が一致した.また、各凝結物混 合比のうち,雪と霰の各混合比の傾向に tomita08 と SN14 での差が見られた(Fig. 2).この差に関してライミングに よる霰の生成に着目して比較を行った結果, tomita08 で 過冷却水が霰の生成に関与するまでの時間が短いという 傾向がみられた.

#### 4. まとめと今後の方針

本研究によって過冷却水を介した霰の生成について tomita08とSN14での雲微物理スキームによる傾向の差を 明らかにした.今後はライミングの再現性を向上させるた め水平1km解像度で計算を行い,その結果と降雪粒子の観 測との比較によってモデルの検証を行う.



Fig.1 計算ドメインと解析領域

Fig.2 解析領域において 各凝結物密度が 0.05 [g/m<sup>3</sup>]以上の領域で 平均化した雪(上段)と霰(下段)の混合比の 2019 年 1 月 21 日の時系列(JST) (右列:tomita08, 左列:SN14)



#### 参考文献

- [1] K. Araki and Y.Sato (2018), Earozoru Kenkyuu 33(3), 152-161, doi10.11203/jar.33.152
- [2] S.Nishizawa, et al.(2015), Geosci. Model Dev., 8, 3393-3419, doi:10.5194/gmd-8-3393-2015
- [3] Y.Sato, et al.(2015), Prog. Earth Planet. Sci., 2, 23, doi:10.1186/s40645-015-0053-6
- [4] H. Tomita. (2008). Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 86:121–142, 2008.
- [5] T. Seiki and T. Nakajima. (2014) Journal of the Atmospheric Sciences, 71:833-853, 2014.

平成 30 年 7 月豪雨の雲・降水形成機構に関する数値実験

\*橋本明弘, 折笠成宏, 田尻拓也, 林修吾 (気象研究所)

#### 1. はじめに

著者らは、エアロゾルと雲・降水粒子の相互作用が 領域気象に与える影響とメカニズムの解明、および、 航空機の安全運行に資する研究・調査を進めている.

平成 30 年7月豪雨を対象とし,領域気象モデルを用 いて再現実験を行なった.本稿では,その予備的結果 について述べる.

#### 2. 数值実験

数値実験には、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM) を用いた.大気中の水粒子を雲水・雨・雲氷・雪・霰 の5クラスに分け、それぞれの混合比・数濃度を予報 変数として計算する.雲核活性数は過飽和度の関数と して、氷晶核活性数は温度の関数として与えられる. このモデルを用いて、日本を中心とする水平 2500km×2500km、鉛直約22kmの計算領域で、気象庁 メソ解析を初期値・境界値として、水平解像度5kmで 気象再現実験を行った.その結果を初期値・境界値と し、図1に示す範囲(650km×650km)で、水平解像度 を1km、2018年7月6日21時(JST)を初期時刻とし て、30時間の時間積分を行なった.

#### 3. 結果

図1は、2018年7月7日9時(JST)の降水分布の観 測と実験の結果である.四国から能登半島付近にかけ て所々数10mmh<sup>-1</sup>の降水強度を示す幅約200kmの降 水域があり(図1a)、数値モデルはその特徴を概ね再現 していた(図1b).全球降水観測計画/二周波降水レー ダ(GPM/DPR)が同日09:35頃(JST)に捉えた降水雲 の鉛直断面は(図略)、エコー頂高度10~16km程度で あった.図2aは、図1bの青実線で示された領域での、 同日09:30(JST)における水粒子混合比の高度別出現 度数である.雲頂高度については概ね GPM/DPRと整 合的であった.固体粒子(カラー)と液体粒子(灰実 線)は、高度4km前後をゆるやかな境界として、それ ぞれ上層と下層に分布しており、GPM/DPRによるブラ イトバンド高度(heightBB,図略)の分布と整合的な結 果であった.

霰の高度分布を見ると(図 2a, 2b の黒実線),混合比数 g kg<sup>-1</sup>・体積平均直径数 mm の値が,主に高度 4~8 km



図 1 2018 年 7 月 7 日 9 時 (JST) の(a)気象庁解析雨量 (mm h<sup>-1</sup>) と (b) 1km-NHM による降水強度(mm h<sup>-1</sup>).



図 2 2018 年 7 月 7 日 09:30 (JST) の (a) 混合比 (カ ラー: 雲氷+雪+霰, 灰実線: 雲水+雨, 黒実線: 霰) と (b) 体積平均直径 (カラー: 雪, 黒実線: 霰, 黒破線: 雲氷, 灰実線: 雨, 灰破線: 雲水) の高度別出現度数. 解析対象領域は図 1b の青実線で示した範囲.

程度の範囲に分布していた.一方,別途実施した平成 29年7月九州北部豪雨の再現実験では,高度10km付 近まで霰が分布していた.霰の高度分布が,二つの豪 雨事例の間で異なる特徴を示しており,雷活動との関 連を考える上で興味深い.また,別途実施した感度実 験によると,雲核活性化スペクトルに応じて,霰をは じめ各粒子種の出現度数は変化しており,結果の妥当 性も含め検討を進めている.今後,複数の豪雨事例に ついて再現実験を行い,雷活動との関連や雲核・氷晶 核特性の関与を調べる予定である.

#### 謝辞

本研究の一部は JSPS 科研費 19H01155, 16K05557 の 助成を受けたものです.

### 冬季晴天弱風日における朝の下部境界層時間変化の UAV による観測

\*野津雅人<sup>1</sup>, 松本淳<sup>1,2</sup>, 瀬戸芳一<sup>1</sup>, 渡邊貴典<sup>1</sup>, 中島虹<sup>1,3</sup>, 松崎祐太<sup>1</sup>, Lyndon Mark Olaguera<sup>1</sup>, 齋藤有希<sup>1</sup> (1: 首都大学東京, 2: 海洋研究開発機構, 3: 東京都環境科学研究所)

1. イントロダクション 大気境界層はその構造が日の 出直後に急速に変化する (e.g. Stull, 1988). また, この 構造は化学物質の輸送に大きく影響する. 人体の健康に 影響を及ぼす大気汚染物質の挙動を考える上で, 現象の 理解とモデリングを進める必要がある. そのためには, 大気境界層の日以下時間スケール変動の捕捉が不可欠 である. 大気境界層の変化を 1 時間以下の分解能で観 測した研究として大原ら (1990) があげられる. 彼らは ラジオゾンデの頻回放球や係留気球を行った. しかし, 前者は, ゾンデや気球のランニングコストが高くゾンデ からの発信周波数の管理が煩雑である. 後者は設置に人 的リソースが必要である. 最近では, UAV や温度プロ ファイラーを用いた高頻度観測が可能となった. 本研究 では前者の UAV を用いて冬季朝の高度 150 m 以下の 下部境界層の時間発展を観測した事例を紹介する.

2. データと手法 気象情報通信製の UAV 観測に特化 した気温・湿度・気圧計およびロガー WP 2050UL を 用いた. センサー部分は金属製で通風を考慮した構造の 日よけで覆われている. 観測間隔は 1 秒である. この 測器を DJI 社製の UAV に搭載した (表 1). UAV の上 昇・下降を行いながらいくつかの高度で滞留させた. 滞 留時には 1) 40 秒以上静止, 2) 鉛直運動 (1.5 m/s 以上 の降下を 3 回行う)を行って, 測器を平衡状態に近づけ た. 観測は国土交通省東京航空局の許可に基づき, 首都 大学東京南大沢キャンパス (35.62°N, 139.39°E)で行っ た. 本稿は UAV の飛行可能最高地上高度である 150 m 以下の下部境界層での観測結果を示す.

3. 結果 2019 年 2 月 18 日 7 時から 9 時半の観測例 を図 1 に示す. この日は高気圧に覆われた冬晴れの日 で, 夜明け時間帯はほぼ無風で冷え込みが強かった. 気 温は時間経過とともに, すべての層で上昇しており, こ の傾向は地面に近いほど顕著である (図 1a). 早朝には 気温は上層ほど高く, 静的安定度の高い逆転層をなして いた. 時間経過とともに下層がより強く昇温した結果, 8:24 のフライトで逆転層はほぼ解消された. これ以降 は 1007 hPa よりも低層 (おおむね高度 20 m 以下) で 気温の鉛直減率が大きくなり, 地面付近でより静的不安 定になったことが分かる. 相対湿度の時間発展は気温に 比べて複雑であるが, 全体として気温上昇とともに低下 したことが分かる (図 1b).

4. まとめ UAV を用いた気温,相対湿度の鉛直分布の 2 時間半にわたる変化の観測事例を示した.早朝に存在 した気温逆転層が徐々に解消し,地面付近を中心とした





図 1: UAV 搭載測器による (a) 気温と (b) 湿度の鉛直プロ ファイル. 正方形, 上向き三角, 下向き三角の各プロットは, そ れぞれ, 過去 30 秒の気圧変化が ± 0.5 hPa 以内 (滞留: 1 秒 間隔), -0.5 hPa 以下 (上昇: 10 秒間隔), +0.5 hPa 以上 (下 降: 10 秒間隔) であることを示す. 9 フライトの結果を示し た. 黒→青→赤の寒色→暖色の順で遅いフライトである.

静的不安定化過程が概ね示されたと言える.今後は,2 月中旬から3月上旬に行った8日間の冬季午前に行っ た観測結果と比較解析を行い,本事例の位置付けを行う. また,測器の環境への応答に関する詳しい解析を行う.

謝辞 本研究は,首都大学東京傾斜的研究費による研究 課題「2020年東京オリンピック・パラリンピックに向 けた都市気候研究」の支援のもとで行われた. UAV を 用いた上空の気温・相対湿度の観測システム確立におい て,京都大学・吉田聡准教授の協力を受けた.

## 肱川あらしの発達に谷筋の水平気圧傾度が及ぼす影響 (その2:谷筋内の複数地点での観測結果)

三浦悠<sup>1</sup>\* · 大橋唯太<sup>2</sup> · 名越利幸<sup>3</sup> · 那須川徳博<sup>4</sup> · 寺尾徹<sup>5</sup> 1:岡山理科大学大学院生物地球科学研究科(現:気象工学研究所) 2:岡山理科大学生物地球学部 3:岩手大学教育学部 4:岩手大学理工学系技術部 5:香川大学教育学部

#### 1. はじめに

瀬戸内海西部・伊予灘に面した愛媛県大洲市長 浜地区では、寒候期の夜間から早朝にかけて「肱 川あらし」という強い局地風が発生することで知 られる。この強風現象について観測し、昨年の秋 季大会で結果を報告した(D208)。今回は観測地 点を増やした解析を進めることができたので、谷 筋の水平気圧傾度と肱川あらしの関係性を、より 詳しく報告する。

#### 2. 観測の方法

2017年10月25日~2018年3月25日の5か 月間、大洲盆地から肱川河口までにいたる谷筋を 含む地域内の5地点(第1図)に気象測器を設置 した(測器等の詳細は省略)。本研究では、(1) 前日の午後以降に降水がみられない、(2)前日の 日没以降に長浜の風向が伊予灘へ向かう南より に変化、(3)当日の午前4~8時に長浜の平均風 速が5m/s以上、(4)温帯低気圧の通過に伴う強 風の影響を受けていない、(5)気象庁メソ客観解 析値850hPa面スカラー風速が大洲盆地を含む格 子点で前日21時および当日3時でいずれも 10m/s未満、の5条件を満たした日を肱川あらし の発生日と判定した。その結果、136日の観測期 間中、25日が明確な肱川あらし発生日と検出され、 その発生率は18%であった。

#### 3. 結果

夜間の時間帯を中心に肱川あらしが発生した 2018年1月19~20日の結果を第2図に示す。第 2図aより、日没以降すみやかに肱川河口の④長 浜とgap下流出口の③大和で風が強くなりはじめ、 ④長浜では10m/sに近づく時間帯もみられた。風 向も(図は省略)①大洲盆地やgap上流入口の② 白滝と比べても違いが明らかであった。海面更正 気圧(第2図b)は総観スケールの変動成分も加 わっているため、地点間の気圧差が局地スケール の影響を捉えてると考える。前日から深夜にかけ て各地点の気圧差は開きはじめ、gap上流側に位 置する②白滝と①大洲で下流よりも高い気圧場 が朝まで持続しており、③大和・④長浜に比べて 1hPa近く高い。

肱川あらし発生日 25 日間における、上流側から順に、①大洲-②白滝間( $\Delta P_{oz-sr}$ )、②白滝-③ 大和間( $\Delta P_{sr-ym}$ )、③大和-④長浜間( $\Delta P_{ym-ng}$ )の気圧差の最大値と、④長浜で観測された最大風速の関係を図3に示す。肱川あらしの強風が観測される④長浜に近い肱川河口の $\Delta P_{ym-ng}$ よりも、gap内である $\Delta P_{sr-ym}$ のほうが最大風速との相関は高く、気圧傾度の大きさは1km 程度の短い水平距離で1hPaを超える日もみられた。



図3. 肱川あらし発生日 25 日間における, ①大洲-②白滝 間(ΔPoz-sr), ②白滝-③大和間(ΔPsr-ym), ③大 和-④長浜間(ΔPym-ng)の気圧差の最大値と, ④ 長浜で観測された最大風速の関係.

## 成田空港で強い南西風時に発生する水平ロール構造の

## ラージ・エディ・シミュレーション

\*伊藤純至<sup>1</sup>·新野宏<sup>1</sup>·吉野勝美 <sup>1</sup>東京大学大気海洋研究所

#### 1. はじめに

2012年6月20日昼過ぎ、強い南西風時、成田空港 で着陸直前の航空機が強い乱流に遭遇し、着陸時に 機体を損傷する事故が発生した。空港に設置された ドップラーライダーは、大気境界層内で、主風向にほ ぼ平行な軸を持ち、数100mの間隔で並んだロール構 造を観測しており、これらの構造に伴う大きな水平 風速と乱流強度の変動が指摘されている(Yoshino 2019、気象集誌)。しかしながら、観測データの解析 からのみで、水平ロール構造の生成機構や、これに伴 う風速や乱流の変動機構を明らかにすることは難し かった。

本研究では、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)をラージ・エデ ィ・シミュレーション(LES)として用い、当日の大 気境界層の乱流構造を再現して、水平ロール構造の 実態や生成機構を明らかにすることを目的とする。

#### 2. 計算設定

計算は水平解像度1kmの0uter Runの中に水平解 像度100mのLES Runをネストして行い、計算領域 の中心を成田空港とした。0uter runの格子数は水平 800×800、鉛直に80層とし、2012年6月20日09JST を初期時刻として、4時間積分した。初期値・境界値 には気象庁メソ解析を用いた。LES Runは、格子数を 1200×1200×80とし、6月20日12JSTを初期時刻、 0uter Runの結果を初期値・境界値として2時間積分 した。

### 3. 計算結果

Outer Run では、関東沖の下層で卓越する南西風が 東京湾で加速され、成田空港へ到達する環境場が再 現された。この強い南西風により、大気境界層には強 い鉛直シアが存在していた。また晴天であったため、 日射で加熱された地表からの顕熱フラックスにより、 陸面を吹走するにつれて、対流混合層が徐々に発達 していた。

LES Run では、大気下層に水平ロール構造が再現され、滑走路に平行な方向の水平速度成分に 10ms<sup>-1</sup>程

度の周期的な変動が地面付近に生じている (図上)。 また、シミュレーション結果から生成した疑似的な ドップラー速度(図下)はライダー観測でみられたパ ターン(Yoshino 2019)とよく合致する。

### 4. まとめ

成田空港において、強い南西風時、水平ロール構造 か観測された事例の LES を行った。ロール構造は関 東平野の広範囲で形成されており、強い鉛直シア環 境下の対流混合層に一般的に形成されるロール状対 流(Sykes and Henn, 1988 など)によるものである。



図 LES Run における、(上) 高度 10mの水平風速ベ クトルと滑走路 (点線) に平行な水平速度成分 (シェ ード) と、(下) 成田空港 (中心) における仰角 2° の視線速度 (単位は m/s)。

## ドローンを用いた大阪市中心部における上空の気象観測

### 神田勲,坂田啓朗(日本気象株式会社)

#### 1. はじめに

近年、気温の上昇とともに極端な気象現象の頻度 が増加している。そのため、特に人口の集中する都 市部では、高精度な天気予報に対するニーズが高ま っている。

予報精度向上のためには、これまで観測データの 少なかった低層大気の高精細観測が必要と考えられ る。都市と郊外の気温差などは、これまで地表面付 近の観測によって明らかにされてきたが、天気予報 においては個別の建物の影響が小さくなる、ある程 度上空の観測データが有用である。そこで、将来的 な運用を見据えて、飛行技術が飛躍的に進歩してい るドローンを使用して上空の気象観測を行った。

#### 2. 観測手法・ドローンの飛行概要・観測日時

ドローンは DJI 社の Phantom 4 を使用し、気象セ ンサーとして InterMet 社 iMet-XQ2 を搭載した。セ ンサーの測定項目は気温、湿度、気圧である。機体 には安全対策としてプロペラガードを装着した。風 向風速は、Phantom4 の機体制御情報から算出され、 飛行ログに記録されたものを利用した。

ドローンの飛行形態は、地上から上空 150m まで の垂直飛行とし、上昇後下降して地上に着陸するま でを1回のフライトとした。1回のフライトは約6 分であり、このようなフライトを7時30分から16 時30分まで30分毎に計18回行った。

観測は、2019年2月25日に大阪市中央区の大阪 城西の丸庭園で実施した。また、比較対象として北 東方向に3.5kmに位置する城東区関目のマンション (2階~15階)に温度計(強制通風式)を設置した。



図 1(右) プロペラガードを装着した Phantom4 図 2(左) センサーを設置した Phantom4

#### 3. 観測結果

観測日の天候は晴れのち薄曇り、風は午前中は弱 く、午後にやや強まり、最寄りの大阪管区気象台に おける日最大風速は4.0m/s(南南西)であった。 観測結果の一例として、12時における気温 (Temperature)を図2に、風速(wind speed)を図3 に示す。up(上昇時)とdown(下降時)がドローンに よる観測である。気温は上空に向かって低くなり、 高度150mでは地上に比べ約2度低くなっている。 関目のマンションで観測した気温(Sekime)は、高 さ方向にほぼ一様であり、ドローンの観測値より低 くなっていた。これは、温度計の設置位置が北東側 であり日射が地表付近まで届かなかった影響と考え られる。風速は上空に向かって大きくなっていた。 これは、MSM や WRF による数値計算の結果が高 さ方向にほぼ一様であったのと大きく異なってい た。



#### 4. 検証

ドローンで観測した風速は、数値計算の値よりも 大幅に過大であった。プロペラガードやセンサーの 装着が影響したと考えられたため、後日、大阪府郊



外の能勢町でドッ プラーライダー Stream line Pro(以 下 SL)との比較観測 を様々な条件で行 った。結果を図 3 に示す。SL とドロ ーンで観測した風 速は、飛行条件に よらず、良好な相 関関係にあった。

都市部上空の貴重な現場観測値が得られ、ドロー ンによる気象観測の可能性を示すことができた。

#### 5. 謝辞

本研究は大阪城公園実証事業の一環として実施さ れました。大阪市、大阪商工会議所、大阪城パーク マネジメント株式会社のご協力に感謝いたします。

### 紀伊半島沖大気·海洋·海底貫通同時観測

\*吉田 聡<sup>1</sup>, 西村 卓也<sup>1</sup>, 有吉 慶介<sup>2</sup>, 飯沼 卓史<sup>2</sup>,西田 周平<sup>2</sup>,町田 祐弥<sup>2</sup>,宮澤 泰正<sup>2</sup>,美山 透<sup>2</sup>,内田 裕<sup>2</sup>,永野 憲<sup>2</sup>,脇田 昌英<sup>2</sup>,藤田 実季子<sup>2</sup>,桑谷 立<sup>2</sup>,藤原 周<sup>2</sup>, 木元 克典<sup>2</sup>,中野 善之<sup>2</sup>,川合 義美<sup>2</sup>,渡辺 真吾<sup>2</sup>, 市川 香<sup>3</sup>,長谷川 拓也<sup>4</sup>,藤 亜希 子<sup>5</sup>, 小松 幸生<sup>6</sup>, 立花 義裕<sup>7</sup>,渡来 靖<sup>8</sup>, 中村 祐輔<sup>8</sup>, 平田 英隆<sup>8</sup>, 重田 祥 範<sup>9</sup>, 野津 雅人<sup>10</sup>, 箕輪 昌裕<sup>11</sup>, 髙島 祐弥<sup>11</sup>, 井上 修平<sup>11</sup>, 岩堀 太紀<sup>11</sup> 及び新青丸・勢水丸・潮岬集中観測チーム

1.京大防災研, 2. JAMSTEC, 3. 九大応力研, 4. 東北大, 5. 東大院理, 6. 東大新領域, 7. 三重大, 8. 立正大, 9. 公立鳥取環境大, 10. 首都大, 11. 古野電気

#### 1. はじめに

紀伊半島沖は黒潮が流れ,海洋から大気へ多量の熱 が供給されている領域である.2017年8月末には現在 まで続く大蛇行が始まった.一方,この海域の海底は 南海トラフ地震の震源域に当たり,2011年8月から地 上局と海底ケーブルで繋がれた地震・津波観測監視シ ステム DONET が展開され,海底変動のリアルタイム 観測が実施されている.また2018年10月から2019年 3月には地球深部探査船「ちきゅう」による長期掘削が 行われた.本研究ではDONETの観測に含まれる大気・ 海洋変動成分と地殻変動成分を分離抽出し,大気・海 洋・海底相互作用の実態を明らかにするために,大気 から海底までを貫く海陸同時集中観測を実施した.

#### 2. 観測概要

海陸同時集中観測期間は2018年10月11~20日(観測 A),11月5~9日(観測B),11月12~16日(観測C),2019 年6月4~12日(観測D)の4期間である.陸上観測点は 京都大学防災研究所潮岬風力実験所,海上観測は観測 Aが東北海洋生態系調査研究船「新青丸」,観測B,C,D が三重大学練習船「勢水丸」で実施した.また,2018 年10月7日~2019年3月31日には熊野灘で長期掘削 中の「ちきゅう」での大気海洋観測を実施した.観測 項目は表1の通りである.潮岬では日本時間15時と3 時,新青丸・勢水丸では概ね6時間毎にゾンデ観測と CTD 観測を実施した.例として新青丸のCTD 観測点を 図1に示す.DONET 設置点と「ちきゅう」掘削点近傍 を沿岸から黒潮に至る4測線で観測を行った.

### 3. まとめ

紀伊半島沖の大気海洋海底相互作用を解明するため, 海陸同時集中観測を実施した.発表では海陸同時観測 の比較結果も紹介する. 表1. 陸上及び船舶での観測項目

潮岬	地上気象, GPS ゾンデ, ドップラーライ
	ダー, ドローン, パイロットバルーン,
	係留気球, GNSS & マイクロ波放射計可
	降水量
ちきゅう	海上気象(3 高度), ROV-CTD, GNSS-R 海
	面高度,海洋化学成分
新青丸	海上気象, GPS ゾンデ, UCTD, CTD,
	ADCP
勢水丸	海上気象, GPS ゾンデ, CTD, XBT

#### 謝辞

本研究は JSPS 科研費 17K19093「「ちきゅう」 &DONET のトータル観測ステーション計画: 海底~ 大気の同時貫通観測」, 京都大学防災研究所一般共同 研究「潮岬沖の陸上・洋上・海底同時連携観測による 黒潮域大気海洋相互作用の実態解明」, 近畿建設協会研 究助成「気象・海洋・地震・津波防災のための紀伊半 島沖大気・海洋・海底貫通同時観測」の助成を受けた.



図 1. 「ちきゅう」掘削点(青丸),新青丸の CTD 観測 点(赤)と DONET 設置点(黄△).

### ドップラーライダー観測に基づく潮岬の大気境界層高度の日変化

#### \*中村祐輔, 渡来靖(立正大), 吉田聡(京大防災研白浜), 川合義美, 渡辺真吾(JAMSTEC), 重田祥範(公立鳥取環境大), 野津雅人(首都大), 平田英隆(立正大), および潮岬集中観測 2018/2019 観測チーム

#### 1. はじめに

地球深部探査船「ちきゅう」が熊野灘で長期掘削 する機会に合わせて,東京大学/海洋研究開発機構の 「新青丸」,三重大学の「勢水丸」,京都大学防災研 究所潮岬風力実験所での大気海洋同時観測が実施さ れた(吉田ほか,2019).本稿では,潮岬風力実験所 におけるドップラーライダー(DL)および GPS ゾ ンデの観測データを用いて,大気境界層高度(PBLH) の日変化について解析した.

#### 2. 使用データ

解析に使用したのは, DL とゾンデが同時に観測さ れた 2018 年 11 月 5~9 日, 11 月 12~16 日, 2019 年 6 月 4~12 日(ただし, 12 日は DL データが欠測) の期間におけるデータである.

ゾンデ(iMS-100:明星電気)は1日2回(日本 時間 03,15時)の観測を実施した.一方,DL (LR-S1D2GA:三菱電機)は潮岬風力実験所の屋上 に設置し,PPIおよび RHI 観測を実施した.DLの 観測範囲は150~3000m,距離分解能を150mに設 定した.PPIは仰角-2°,-1°,0°,60°,90°,方位角[170°, 350°]の範囲をスキャンした.ただし仰角90°につい ては,分解能を1/2オーバーラップに設定したため, 観測範囲は75~1500mである.各仰角におけるスキ ャンは平均5分毎に実施した.

#### 3. DL およびゾンデによる PBLH の比較

DLによる PBLH (*PBLH*<sub>DL</sub>)の算出には,鉛直速 度の分散に閾値を設定する手法を用いた.この手法 は,いくつかの既往研究において PBLH の算出に有 用であることが示されているが (Schween et al, 2014),その閾値は陸上大気に関して設定されている. そのため,ここではいくつかの閾値を設定し,ゾン デによる PBLH (*PBLH*<sub>Sonde</sub>)と比較した.

図 1 はPBLH<sub>Sonde</sub>とPBLH<sub>DL</sub>の散布図を示す.DL は仰角 90°における PPI のデータを使用した. 閾値 は,陸上で通常用いられる0.16m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>以外に0.13およ び0.10m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>を設定した.PBLH<sub>Sonde</sub>とPBLH<sub>DL</sub>の絶対 値は,閾値0.16,0.13および0.10m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>において,0.49, 0.58および0.45を示した.どの閾値に関しても,夜間 のPBLH<sub>DL</sub>をPBLH<sub>Sonde</sub>よりも高く算出する傾向があ る.この点は今後の検討が必要である.

#### 4. PBLH<sub>DL</sub>の日変化 -2018 年 11 月 8 日の事例-

図2は2018年11月8日における鉛直速度の分散 および水平風(仰角60°)の時間-高度断面図を示す. ここで黒の実線は, PBLH<sub>Sonde</sub>との絶対値が最も大き かった閾値0.13を用いて算出したPBLH<sub>DL</sub>を示す. PBLH<sub>DL</sub>は、日の出から数時間で急激に上層へ発達し、 日没とともに衰退する.この日変化は、陸上におけ る典型的な PBLH の日変化と同様の傾向である.

11月8日における水平風は、地上から高度1500m において一日を通して東寄りの風が卓越しており、 風向の日変化が小さい.一方、観測期間内では風向 の大きな日変化を示す日も確認された.そして、風 向の急変化が発生した時刻においてPBLH<sub>DL</sub>も大き く変動した(図省略).これは、陸上と海洋起源の PBLHの違いが表れているものと推測される.



図 1 PBLH<sub>Sonde</sub>とPBLH<sub>DL</sub>の散布図



図2 2018年11月8日における鉛直速度の分散(仰角90°) および水平風(仰角60°)の時間・高度断面図. 黒の実 線はPBLH<sub>DL</sub>を示す

#### 謝辞

本研究は、JSPS 科研費 17K19093「「ちきゅう」&DONET のト ータル観測ステーション計画:海底〜大気の同時貫通観測」,京都 大学防災研究所一般共同研究「潮岬沖の陸上・洋上・海底同時連 携観測による黒潮域大気海洋相互作用の実態解明」および近畿建 設協会研究助成「気象・海洋・地震・津波防災のための紀伊半島 沖大気・海洋・海底貫通同時観測」より支援を受けた.

## EarthCARE 衛星に向けた放射プロダクトの開発(その 2) \*山内晃, 鈴木健太郎(東大大気海洋研), 及川栄治(九大応力研)

#### 1. はじめに

雲やエアロゾルの鉛直構造の違いは地球の放射収支 を正しく理解するための重要な要素となっている(e.g., [1])。本研究ではA-Train衛星群に搭載されたセンサー から導出された雲・エアロゾル情報をもとに大気の放 射フラックスと加熱率を計算するアルゴリズム開発を 行っており、前大会では放射プロダクトの時空間的分 布に関してバイアスが発生していることを紹介した (2018年度秋季大会:P489)。本大会ではバイアスの生じ る要因解析、地上観測との検証結果、NASA 放射プロダ クトとの比較結果について報告する。

#### 2. 使用データと対象期間

本研究では放射伝達モデル MSTRANX[2]を用いて大 気の短波・長波の放射フラックスと放射加熱率の計 算を行う。放射計算の入力値となる雲・エアロゾル 特性は CloudSat/2B-CWC-RO, CALIPSO/Cloud and Aerosol Layer Products, MODIS/ MAC06S0, 気象場は GEOS-4,5, 地表面アルベドは MODIS/MCD43C3, 海氷 分布は HadISST をそれぞれ使用した。また、放射計算 結果と比較する放射フラックスの観測値として、大気 上端(TOA)では CERES、地表面(Surface)では Global Energy Balance Archive (GEBA)を使用した。さらに、現 存する同種の他プロダクトとして、2B-FLXHR-Lidar 及 び CALIPSO-CloudSat-CERES-MODIS(C3M)の 2 つの NASA プロダクトとの比較も行った。

本研究は 2007 年 1 月から 2009 年 12 月までの 3 年間 を解析の対象とした。

#### 3. 結果と考察

図1は大気上端における上向き短波放射フラックス について、放射計算値の ERES 観測値に対するバイア ス(計算値 - CERES)の頻度分布を示している。線の色 は鉛直積算の光学的厚さの違いを示しており、光学的 厚さが増加するに従ってバイアスのばらつきが大きく なることを表している。特に COT>10 の場合は分布が 正のバイアス側に傾いているのに対して、0<COT<1 の 場合には負のバイアス側に傾いている。本稿には示し ていないが、雲頂高度と雲頂温度で分類した場合には 下層 5km 未満の水雲では正のバイアス、中高層の氷・ 混相雲では負のバイアスを示していた。これらのこと から、正のバイアスを示す下層の水雲では入力されて いる鉛直積算の光学的厚さが過大評価されている一方、 負のバイアスを示す中高層の光学的に薄い氷または混 相雲では光学的厚さが過小評価されていることが推測 される。また、長波放射に関するバイアスは雲頂・雲 底温度などの雲の鉛直構造に大きく依存していること もわかった(図略)。特にTOAでは雲頂温度が-40℃以 下の雲が負のバイアスを示しており、雲頂高度を過大 評価していることが示唆される。

2021年にはA-Train衛星群の後継機であるEarthCARE 衛星[3]が打ち上げ予定であり、これによってより高精 度な雲・エアロゾル特性の入力値が得られることで、 放射計算における観測値とのバイアスも減少すること が期待される。

大会当日は地上観測との検証結果、NASA の放射プ ロダクトとの比較結果、また放射計算の入力値を他プ ロダクトに変更した場合の結果を報告する予定である。



図1 大気上端における上向き短波放射フラックス の計算値と CERESE 観測値のバイアスの頻度分布。放 射計算の入力値とする鉛直積算の光学的厚さによって 分類を行い、青色:0<AOT<0.05,オレンジ 色:0.05<AOT<0.5,灰色:AOT>0.5,黄色:0<COT<1,水 色:1<COT<10,緑:COT>10の場合をそれぞれ示している。

#### 参考文献

[1] Oreopoulous, L., et al., (2017), J. Geophys. Res. Atmos., 122, 9280–9300.

- [2] Sekiguchi, M., and T. Nakajima (2008), J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 109, 2779–2793.
- [3] Illingworth, A., et al. (2015), Bull. Amer, Meteor. Soc., 96, 1311-1332.

### 札幌における雲が積雪面上の熱収支に与える効果 田村多佳基(岡山大),青木輝夫(極地研),庭野匡思(気象研),的場澄人(北大低温研), 見玉裕二(極地研),谷川朋範(気象研)

#### 1. はじめに

地球表面を覆う雪氷は、その相対的に高いアルベ ド、断熱特性、相変化能力によって全球気候システ ムに影響を与える。また、気候モデルにおける雲の 発生や放射効果の予測には不確実性があり、そのこ とが将来の温暖化予測の不確実性の要因となって いる。以上のことから、雲が地表面の熱収支に与え る影響を長期の観測事実に基づいて評価すること は重要であるといえる。本研究では、気象・放射観 測データを用いて札幌における積雪面上の熱収支 解析を行い、雲の有無が積雪面上の熱収支に与える 影響を定量的に評価することを目的とした。

#### 2. 研究手法

北海道大学低温科学研究所の露場に設置された 自動気象観測装置による2007~2017年の10冬期間 における気象・放射観測データ30分平均値を用い て、熱収支式によって積雪表層の熱収支を計算した。 ただし、本研究では気象・放射観測データから計算 することが困難な雪中伝導熱の値のみ、積雪変質ア ルベドプロセスモデル[1]による計算結果を用いた。

気象・放射観測データから雲量を推定し、雲の放 射強制力を求めることによって雲が熱収支に与え る影響を定量的に評価した。雲の放射強制力*CF*は、 次式(1)のように定義される。

$$CF = F_{CLD} - F_{CLR}$$

$$= CF_{SW} + CF_{LW} \quad , \tag{1}$$

ここで、*F<sub>CLD</sub>*は曇天および晴天を含む全天気状態に おける雪面上の正味放射収支、*F<sub>CLR</sub>*は快晴時におけ る正味放射収支であり、*CF*は短波放射に対する雲の 放射強制力*CF<sub>SW</sub>*と長波放射に対する雲の放射強制力 *CF<sub>LW</sub>*の和で表される。本観測サイトでは雲量を観測 していないため、本研究では全天日射量の直達散乱 比と、大気の射出率(地上気温に対する黒体放射量 と下向き長波放射量の比)の関係から任意の時刻に おける雲量を推定する関係式を考案した。この推定 雲量を札幌管区気象台の3時間ごとの目視観測デー タで検証した結果、統計的に有意な精度であった。 次に、目視観測データと推定雲量の対応関係から快 晴か否かの条件となる推定雲量の値を設定し、それ を用いて(1)式から雲の放射強制力の月別値を求め、 さらに全観測期間の平均値を求めた。

#### 3. 結果と考察

図1は2013-2014年の雪面熱収支の計算結果であ る。12~2月は雪面熱収支が概ね負の値となって雪 面が冷却されており、3~4月は正の値となって加熱 され、その結果、積雪の融解が生じていた。このこ とは、全ての年で同様の傾向が確認された。

図2は1~3月の各月及びそれら3月か月間における雲の放射強制力の全観測期間平均値である。1 ~3月におけるCFは+17.8Wm<sup>-2</sup>であった。また、各月のCFは、CF<sub>SW</sub>の絶対値の増加に伴い、1月における値+25.1Wm<sup>-2</sup>から融雪が卓越する3月における値 +4.8Wm<sup>-2</sup>にまで減少していた。これは融雪による 雪面のアルベドの低下で、雲と雪面間での短波放射 の多重反射が弱まったためであると考えられる。こ の結果、融雪の進む3月(図1)には雲の放射効果 は小さいことが分かった。



図1 2013 年 12 月から 2014 年 4 月における雪面 熱収支。灰色部分は積雪の有無、または観測デー タの欠損によってマスクした期間。赤が短波放 射、青が長波放射、緑が顕熱、黄が潜熱、茶が雪 中伝導熱、紫が降水の熱供給、黒が雪面熱収支。



図 2 1-3 月の各月及び 1-3 月における短波放射 対する雲の放射強制力(赤)、長波放射に対する雲 の放射強制力(青)、それらの和である雲の放射強 制力(黒)の 2007 年から 2017 年における全観測期 間平均値。3 月の消雪日以降のデータは計算から 除外した。

#### 参考文献

 Niwano, M., et al., 2012, J. Geophys. Res., 117, F03008.

## モード分解方程式による大気ブロッキング成長の診断

稲津 將 (北大院理)・相河卓哉 (気象庁予報課)・中野直人 (京大院理)

#### 1. はじめに

これまでの大気ブロッキング成長の研究で、 低周波または高周波成分の渦による非線形相 互作用の重要性が指摘されている。しかし、 この診断に通例、利用される時間フィルタに より、ブロッキングの成長前後の情報を含め た統計処理となる。そこで、本研究ではブロ ッキングに与える影響を時間フィルタなしに 診断することを目的とする。

#### 2. モード分解方程式

北半球冬季の主成分を利用したモード分解 方程式を立てた。まず、6時間間隔の北半球 冬季 500hPa 面高度に対し主成分を計算する。 主成分分析の双対性から空間パターンと時系 列の両方が相異なるモード同士の内積の意味 で直交する。したがって、任意の変数は主成 分時系列を基底として展開できる。このとき に一般に非直交の空間パターンを得る。東西 風・南北風・渦度の主成分時系列展開を等圧 座標の渦度方程式に当てはめると、複数の主 成分時系列の時間変化と複数の主成分を関係 づける式が得られる。渦度モード同士の内積 で得られる行列は優対角で正則である。よっ て、渦度方程式にこの逆行列を左から作用さ せることで、単一の主成分時系列の時間変化 を複数の主成分を関係づける非線形方程式が 得られる。主成分時系列は分散が大きいもの ほど長周期成分が大きいことから、本研究で は 10 モード以下を低モード、11 モード以上 を高モードとして考える。

### 3. 結果

ブロッキングは Barriopedro et al. (2010, Clim Dyn)に倣って、データ期間 1960/61-

2016/17 の寒候期 5 か月分を抽出した。ブロ ッキングピーク時の経度によってブロッキン グを分類し、180度から西経 150度までを東 太平洋ブロッキング(全 52 事例)、西経 60 度 から 30 度までを大西洋ブロッキング(全 48 事例)とした。ブロッキング指数はこれら事例 の 10 モード線形結合を規格化したものとし て与える。渦度方程式診断も同様に10モード の線形結合となる。これら事例のピークを基 準時間として合成図を描くと、ピーク前数日 間のブロッキング指数の増大に対応するのが、 東太平洋では低モード・高モード間の非線形 相互作用であり、大西洋では低モード同士の 非線形相互作用であることがわかった。これ は過去の合成図・事例解析とも整合的である。 (Aikawa et al. 2019, JAS in revision)



図:(a)東太平洋と(b)大西洋のブロッキング に対するモード分解渦度方程式の線形結合に 対する合成図診断。

### 3次元のスペクトル法を用いた静水圧大気モデルの改良と

セミインプリシット法の適用

\*藤田雅人・石岡圭一 (京大理)

#### 1. はじめに

全球大気モデルの離散化において,水平方向にはスペ クトル法を用いることが多いが,鉛直方向にはスペクト ル法を用いることは少なく,差分法が主に用いられてい る.しかし,鉛直方向にもスペクトル法を用いる試みは 過去にもあり,Machenhauer and Daley (1974)では, 鉛直方向にルジャンドル多項式展開を用いることを提 案しており,黒木・村上 (2015)ではモデルの高速化を 意図して,チェビシェフ多項式展開を用いることを提案 している.また,山本・石岡 (2016)では,Machenhauer and Daley (1974)にあった特異性を回避したルジャン ドル展開の手法を提案した.このように鉛直方向にも スペクトル法を用いた3次元スペクトルモデルを作成 することによって,少ない自由度でより高精度な数値解 を得られる可能性がある.

本研究では、山本・石岡 (2016) の手法を改良し、より 高精度化を図るとともに、鉛直方向にスペクトル法を用 いたモデルに対してセミインプリシット法の導入も行 う. このように構築したモデルを用いて Polvani *el al.* (2004) のテストケースの数値実験を行い、モデルの動 作検証を行う.

#### 2. 数値モデルの概要

#### 2.1 支配方程式系

支配方程式系は、標準的な  $\sigma$  座標のプリミティブ方 程式系である.ただし、Polvani *et al.* (2004) において は、水平速度 u と温度 T の予報方程式の右辺にダンピ ング項が各々加えられているため、本研究でも対応する ダンピング項を加えている.

#### 2.2 スペクトル展開と山本・石岡 (2016) からの変更点

Machenhauer and Daley (1974) に従い,水平方向展開には球面調和関数を, $\sigma$ 方向の展開にはルジャンドル 多項式  $P_l$ を用いた.また山本・石岡 (2016) に従い,支配方程式中に含まれる T'' (温度の基本場からの偏差の 非水平一様成分)の項のみ $\sigma P_l$ で展開した.山本・石岡 (2016) からの大きな変更点としては,T''の時間発展の 式にかけるガラーキンスペクトル法の重みを  $P_l$  ではな く,展開関数と同じになるように $\sigma P_l$  とした点である.

#### 2.3 セミインプリシット法

スペクトル法で離散化された支配方程式系を重力波 伝播に関する部分とそれ以外の部分に分離して,重力波 伝播部分は陰的に,それ以外の部分は陽的に時間積分す る.本研究では Durran and Blossey (2012)で提案され た 2 次精度の陰的・陽的多段階法である AM2\*/AX2\* 法を用いた.

#### 3. 計算設定

Polvani et al. (2004) で提案された設定で時間発展を 行った. このテストケースは傾圧不安定な帯状ジェッ トからなる基本場に温度擾乱を与えて傾圧不安定波の 時間発展を見るものである.本モデルにおける水平方 向の切断波数を 85, 鉛直方向の切断波数を 13 として, 時間刻み幅は 1200 秒とし, 積分期間は 12 日とした.

#### 4. 計算結果

Polvani *et al.* (2004) の Fig.4c と比較を行うため,  $\sigma = 0.975$  における, 12 日目の温度場を示す (図 1). こ の結果は,山本・石岡 (2016) で構築されたモデルにお いて解像度などの条件を揃えて得られる結果 (図 2) よ りも Polvani *et al.* (2004) の Fig.4c と整合的な温度場 を与えている.



図 1 本研究で改良したモデルでの 12 日目の温度場 のスナップショット (単位 [K], σ = 0.975).



図 2 図1に同じ.ただし、山本・石岡 (2016)で構築 されたモデルを用いて計算したもの.ルンゲクッタ法 を用いてるので時間刻み幅を 600 秒としている.

#### 5. まとめ

山本・石岡 (2016) で提案されたモデルを改良するこ とによって、より高精度な解を得られるようになった. またセミインプリシット法を適用することによって時 間刻み幅をより長くとることができるようになった.

#### 参考文献

黒木・村上, 2015: 日本気象学会 2015 年度春季大会予 稿集, P434.

山本・石岡, 2016: 日本気象学会 2016 年度秋季大会予 稿集, P346.

Machenhauer, B., and R. Deley, 1974: *GARP Publication Series*, 14, 226–251.

Polvani, L. M., R. K. Scott, and S. J. Thomas, 2004: Mon. Wea. Rev., 132, 2539–2552.

Durran, D. R., and Blossey, P., N., 2012: Mon. Wea. Rev., 140, 1307–1325.

### 球面上の定常山岳波の伝播について \* 三木冬大 · 石岡圭一 (京大理)

#### 1. <u>はじめに</u>

金星探査機「あかつき」の新たな発見の一つとして雲頂付 近の弓状構造が挙げられる(Fukuhara et al.(2017))。金星大気の スーパーローテーションにも関わらず位相が地面に固定され ており、定常山岳波の上方伝播が成因と考えられている。 Fukuhara et al.(2017)では、金星 GCM において、高度 10km 付 近にジオポテンシャル強制を課した数値計算を行うことで、 観測と類似した弓状構造が高度 65km 付近の温度場に現れる ことを示した。 最近では Navarro et al.(2018)で、 微細な地形に よる効果も含めた GCM による精緻な計算も行われており、 金星大気の日変化も含めた研究がなされている。以上は金星 大気を意識した非線形の GCM による研究であるが、定常山 岳波による弓状パターン形成の研究は Smith(1980)まで遡る。 そこでは非回転、散逸なしのもとで、シアーをもたない一様 風を与えた場合の山岳波の定常解が求められている。しかし、 回転球面上では、Smith(1980)に対応するような散逸のない山 岳波伝播の定常解の研究は著者の知る限り存在しないようで ある。もちろん Hoskins and Karoly(1981)では、現実的な地球 の温度、風の分布のもとでの定常解の計算が行われているが、 そこでは散逸を含んだ計算になっている。本研究では Smith(1980)に相当する定常山岳波の解の計算方法を回転球面 上で確立することを目的とし、また、パラメータを変化させ ることにより、山岳波伝播についてのより深い理解を目指す。

#### 2. <u>手法</u>

回転球面上において、鉛直シアーを持たない剛体回転風に よって励起される定常山岳波の解を考える。また、基礎方程 式として対数圧力座標のプリミティブ方程式を用いる。この 基本場のまわりで線形化した方程式に対して大気潮汐の手法 を使うため、以下の座標変換を行う。球の自転角速度をΩ、

そこからみた剛体回転風の角速度をωとし、この剛体回転風 に乗った座標系で考える。この座標系では、基本風 0、系の 回転速度がΩ+ωとなる。このとき山岳からの強制は、系から みて-ωで動く。この固有値に対応する Laplace の潮汐方程式 の固有関数(Hough 関数)を求め、地形を Hough 関数を用いて 展開する。地形によって励起される下端境界条件と、上端の 放射境界条件を課すことで鉛直構造方程式を解き、解を求め ることができる。水平の Hough 関数展開には球面調和関数を 用い、鉛直構造方程式は2次精度の差分法を用いて計算した。

#### 3. 計算結果

#### 3.1 <u>平面上の解との比較</u>

計算手法の妥当性の確認のために、Smith(1980)に基づく平

面上の解との比較を行った。比較のため、球に対して十分に 小さいベル型の地形を与え、球の自転角速度を0とする。球 半径1000km、山の水平スケール50km、ブラントバイサラ振 動数0.01/s、重力加速度10m/s<sup>2</sup>、赤道風速10m/sとして計算 した結果、平面上の解とよく似たパターンを得ることができ た(図1)。球面上の計算においては、水平方向の切断波数を170 とした。鉛直構造方程式を解く際のモデル上端は5kmとし、 鉛直格子点数は5000とした。



図 1. 高度(π/2)kmにおける変位場の解(単位は(m))。風は図の左から右に吹いている。(a)平 面上の解。山の中心は原点。X、Yは50kmで無次元化されている。(b)球面上の解。山の中心は 経度180°緯度0°。

#### 3.2 <u>金星大気を意識した計算</u>

球半径、球自転角速度、気体定数などのパラメータは金星 を想定したものを用い、山は高さ2kmで標準偏差が約7°に 相当するガウシアン的な地形を考えた。背景風は赤道上で 30m/sとした。温度構造は、地表温度を800K、ブラントバイ サラ振動数は一定(0.0063/s)とし、高さとともに温度が下降す る大気を仮定した。このとき、高度 65km 付近の温度擾乱場 は図2aのようになり、全球的な弓状構造を示す。また、自転 角速度を50倍にすると、応答が赤道付近に局在するようにな る(図2b)。水平方向の切断波数は340とし、鉛直構造方程式 を解く際のモデル上端は85kmで、鉛直格子点数は10000と した。



図2. 高度 65km 付近の温度擾乱場(K)。球の自転角速度は(a) 金星と同じ、(b) 金星の 50 倍。山 の中心は経度 180°、緯度 0°にあり、風は図の左から右に向けて吹いている。(自転も同方向。) 参考 文献

Fukuhara, T. et al., 2017: *Nat. Geosci.* **10**, 85–88. Navarro, T. et al., 2018: *Nat. Geosci.* **11**, 487-492. Smith, R. B., 1980: *Tellus*, **32**, 348–364.

Hoskins, B. J. and Karoly, D. J., 1981: J. Atmos. Sci., 38, 1179-1196.

## ロスビー波の砕波実験による順圧3次元ノーマルモードエ ネルギースペクトルの形成過程に関する研究

\*松信匠 (筑波大学大学院地球科学専攻), 田中博 (筑波大学 CCS),

#### 1. 背景と目的

ロスビー波の砕波は、成層圏突然昇温やブロッキン グ、切離低気圧などの発生や維持と関連づけられて研 究されてきた。Garcia (1991) [1]は、ロスビー波の砕波条 件を式(1)に表されるようにポテンシャル渦度の南北勾 配が負になることとして定義した。

$$\frac{\partial q}{\partial y} < 0 \tag{1}$$

Tanaka and Watarai (1999)[2] では、数値実験によって 式(1) の条件が砕波に結びつかない状態があることを 示した。

Tanaka et al. (2004) [3]では式(1) の条件を3次元ノー マルモードの位相空間における全エネルギーの拘束条 件(式(2))へと変換し、式(2) の条件によって3次元ノー マルモードのエネルギースペクトルの傾斜が支配され ていることを示した。

$$E < \frac{P_s}{g}c^2 \tag{2}$$

しかし式(2)の条件とエネルギースペクトルとでは傾斜 はほぼ一致するもののエネルギーの大きさにはギャッ プがあった。また、式(2)の条件が砕波と一致するかど うかは確かめられていない。

本研究では式(2)の拘束条件とロスビー砕波との関係を時系列的に調べ、またエネルギースペクトルとの間にあるギャップの形成要因を調べる。

#### 2. 実験手法

Tanaka (1998) [4]で開発された順圧大気大循環モデル を使用し、東西波数 6 のロスビー波を増幅させる数値 実験を行なった。初期状態はホワイトノイズとし、増幅 は傾圧不安定を模した不安定モードを外力として与え ることで行なった。その際、加える外力の項に係数を加 え増幅率を任意に操作できるようにし、増幅率の異な る複数の実験を行なった。

また、3次元ノーマルモードの東西風速成分にサイン 波を仮定することで、式(2)の拘束条件を式(3)に変化さ せ、エネルギースペクトルの関係を調べた。

$$\bar{E} < \frac{P_s}{4g}c^2 \tag{3}$$

#### 3. 結果

増幅率1.3 (実験1)と1.7 (実験2)の2つの実験を 行なったところ、実験1では砕波が起こらず、実験2 では時間積分36日目付近で砕波が見られた。図1に2 つの実験について全エネルギーの時間変化を表す。こ の図より、式(1)のポテンシャル渦度の南北勾配が負に なるという条件が、エネルギー空間では式(3)の条件と 対応することが示された。また、両実験とも全エネルギ ーの上昇は式(2)の水準を示す水準で止まり、摩擦等で 消散されて徐々に式(3)の水準に収束していった。式(2) はノーマルモード波のとりうる最大値に対応する拘束 条件であり、平均的には式(3)が全エネルギーの飽和に 対応する拘束条件であることが示された。また、ロスビ 一波の砕波は式(1)~(3) に対応する各条件より時系列 的に大きく遅れて発生する現象であり、その他の波の 全エネルギーが増幅された波のエネルギーに匹敵する ことが砕波の条件であると考えられる。



図1 全ての波(緑)、増幅された波(青)、その他の波 (桃)の全エネルギーの時系列.茶線は上からそれぞれ 増幅された波(青)に対する式(2),式(3)の水準を示す。 縦線は式(1)の条件が満たされた時点を示す。

#### 参考文献

- [1] Garcia, R.R., 1991, J. Atmos. Sci., 48, 1405.
- [2] Tanaka, H.L. and Y. Watarai, 1999, Tellus, 51A, 552-573.
- [3] Tanaka, H.L., Y. Watarai and T. Kanda, 2004, *Geophys. Res. Lett.*, **31(13)**, 13109.
- [4] Tanaka, H. L., 1998, J. Meteor. Soc. Japan, 76(6), 983-1008.

-410 -

UAE 上空のバックグラウンドエアロゾルの特徴 \*財前祐二, 折笠成宏, 田尻拓也, (気象研究所), 村上正隆 (名古屋大学),

#### 1. はじめに

UAE はアラビア半島の南東部に位置し、国土の多く を砂漠が占める。主なエアロゾル発生源としては、砂 漠と石油精製コンビナートが考えられる。観測例が限 られているため、この地域でのバックグラウンドエア ロゾルの組成、サイズ分布、空間分布などは、よくわ かっていない。ここでは、UAE 降水強化プログラム「乾 燥・半乾燥地域における降水強化に関する研究」の中 で、2017 年 9 月に実施された航空機観測で得られた観 測データと、サンプルの電子顕微鏡による分析につい て tentative な結果を報告する。

#### 2. 観測

航空機は、King Air 200T(ダイヤモンドエアサービス) を用いた。現地での航空機観測は、9月5日から24日 まで、計14回実施した。観測領域は、主にアルアイン から北東方向の陸上であり、高度は6km以下である。 雲を対象とした観測なので、雲中も多数回観測されて いる。ほとんどのフライトは、昼から夕方にかけての 比較的対流が活発な時間帯に実施した。SMPS(TSI)、 OPC(RION)、CCNカウンター (DMT)などのエアロゾ ル測定器、FSSPなどの雲粒子測定器、露点計(Lymanα)などの気象測定器を搭載した。2段式インパクター で電子顕微鏡分析用のサンプルをコロジオン膜を張っ た TEM グリッド上に採取し、透過型電子顕微鏡 (JEOL-1400)及びEDS分析装置(Oxford-MAX80)を用 いて分析した。

#### 3. 結果

雲の領域を除き、地表から少なくとも高度約 5km まで、エアロゾル濃度は非常に均一であった。直径 10nm 以上の粒子数は、約 1000cm<sup>-3</sup>であり、直径 300nm 以上の粒子数は、約 50cm<sup>-3</sup>、臨界過飽和度 0.5%の CCN 数 は約 300cm<sup>-3</sup>であり、日々の変動も大きくなかった。バックグラウンドの大気は非常によく混合されていたといえる。

図1に、電子顕微鏡の画像の例を示す。サンプルを約70°傾けて撮影しているので、高さ方向の形態がわかる。直径1µm以上の粒子は、主に鉱物であるが、SやClが検出される粒子もあり、形態から硫酸塩などと

内部混合していると考えらえる粒子も多い。鉱物の元 素組成は、Si、Al、Fe、を中心とするものと、Caを中 心とするものに大別される。海塩は比較的少ない。直 径が500nmより小さい粒子のほとんどは、硫酸塩であ った。外部混合の soot は存在したがそれほど多くない。 中間のサイズ領域(500-1000nm)には、硫酸塩と鉱物の両 方が存在した。

鉱物は、自然(砂漠)起源と考えられるが、硫酸塩 については、濃度が非常に均一であることから、発生 源は domestic な工業地域(石油精製等)とは必ずしも いえず、広域な空気を代表している可能性もある。図 に見られるように、採取時に液滴であったことを示唆 する spherical cap 形状の硫酸塩が卓越するサンプルも あり、高湿度の空気を経たものと考えられる。



図1. 高度3-4kmの雲外で採取されたエアロゾル粒子の TEM 画像(70°傾斜撮影)

#### 4. まとめ

UAE 上空のエアロゾルは、空間的によく混合されて いた。基本的にミクロンサイズは鉱物であり、 gypsum(硫酸カルシウム)が一定割合存在した。また硫酸 塩との内部混合粒子も存在した。サブミクロン粒子の 大部分は、硫酸塩であった。

## 冬期の北米における寒気流出の経路と総観場の関係 \* 菅野湧貴 (名古屋大学宇宙地球環境研究所), Lukas Papritz (ETH Zürich), Thomas Spengler (University of Bergen),

#### 1. はじめに

寒気流出は冬半球の中高緯度において最も活発な気 象現象の1つであり,特に東アジアと北米で頻繁に発 生する.寒気流出は中緯度の広い地域に極端低温や豪 雪をもたらし,私達の生活に大きな影響を与える。北 米地域について,寒気流出を引き起こす総観場に関す る研究は盛んに行われてきたが[1],その総観場と寒気 流出の経路についての研究は十分にされてこなかった. 本研究は,寒気流出の経路と総観場の関係を明らかに する.

### 2. データと手法

本研究では, ERA-interim 再解析データ[2]を 1979 年 から 2017 年までの期間使用する. 解析は北半球の冬期 (12 月から 2 月; DJF)を対象とする.

北緯 60 度, 西経 50 度から西経 130 度を北米へ流れ る寒気流出のゲートとする[3]. そのゲートを横切る温 位 280 K 面以下の赤道向き寒気質量フラックスを寒気 流出の指標に用いて, 200 事例の強い寒気流出イベント を抽出する. 各寒気流出イベントは最低でも 2 日以上 離れているものとする.

抽出した 200 の寒気流出事例の海面更正気圧のコン ポジットは,西高東低の気圧配置を示す(図1).海面 更正気圧の偏差に基づき、200 の寒気流出事例を西側の 高気圧が強い事例(85事例),東側の低気圧の強い事例

(32 事例),高・低気圧の両方が強い事例(14 事例) に分類し,総観場の特徴と寒気流出の経路の関係を見 ていく.

寒気の経路は流跡線解析より調べる.流跡線解析ツ ール LAGRANTO[4]を用いて,次の3つの条件を満た す大気塊について10日の前方・後方流跡線を計算す る.3 つの条件は,(1)寒気流出時に上記の寒気流出ゲ ート上に位置する,(2)寒気流出時に温位が280K以下, (3)寒気流出時に北風成分を持つ大気塊である.また, 流跡線に沿った物理量(気温や水蒸気量)も集計する.

#### 3. 結果

高気圧の強い事例では,アラスカに 500 hPa 面のジオ ポテンシャルハイトの正偏差が明瞭に見られ,強いリ ッジの存在を示す.海面更正気圧のラグコンポジット からは、ロッキー山脈の東山麓において地上の高気圧 が南下する様子が見られた.また、寒気の流跡線密度 の偏差図から、この高気圧とともに南下する寒気の割 合が他の事例よりも多いことがわかった.一方、高・ 低気圧の両方が強い事例では、寒気は南東へと流れる 傾向にあり、大西洋を渡りヨーロッパの北部に到達す る傾向が見られた.この結果は、寒気の南下には西高 東低の気圧配置の強さ(東向き気圧傾度の大きさ)よ りも高気圧の南下が重要であることを示唆する.

寒気流出の経路の違いは寒気の気団変質に影響を与 える.高気圧とともに南下した寒気は、大陸上に位置 する時間が長いため、寒気流出から気団変質が起こる までに比較的長い時間を要する.大会では、流跡線に 沿った気団変質についても紹介する.

#### Composite mean, MSLP&anomaly, Gate:50W-130W, Day=0



図1 抽出した 200 の寒気流出事例における海面更 正気圧のコンポジット平均(等値線)とその気候値か らの偏差(シェード).太線は寒気流出のゲートを表す.

#### 参考文献

- [1] Colle and Mass, 1995, Mon. Wea. Rev., 123, 2577-2610.
- [2] Dee et al., 2011, Quart. J. Royal. Meteor. Soc., 137, 553-597.
- [3] Kanno et al., 2017, J. Climate, **30**, 9575-9590.
- [4] Sprenger and Wernli, 2015, Geosci. Model Dev.,8, 2569-2586.

## 我が国高層気象官署における対流圏界面高度および気温減率の年変化の地域差 \*中川清隆·渡来靖·平田英隆(立正大・地球環境科学)

#### I. はじめに

気象庁 HP には南極・昭和基地を含む 17 地点における 1988 年元日以降毎日 09 時と 21 時のゾンデ観測結果(高度,気圧,気

温,相対湿度)がアーカイブされてお り(図1),同データには識別符が付 されており,圏界面が明示されてい る.1988年元日09時から2019年 元日09時まで欠測なしに毎日09時 と21時にゾンデが飛揚されていれば データ総数は22647組に達する.

この度,このデータに基づいて, 現在も観測が継続されている我が国 14高層気象官署における対流圏界面 高度および気温減率の年変化の地域 差を調査したので,その結果の概要を報告する.

図1 気象庁高層気象観測網

#### Ⅱ.対流圏界面高度および気温減率の年変化の地域差

上述の如く,気象庁 HP にアーカイブされているゾンデ観測 データには識別符が付され,圏界面が明示されている.図2に, 本邦を代表する高層気象官署である館野と最北端および最南 端の高層気象官署である稚内および南鳥島における天気別の 対流圏界面高度の年変化を示す.南鳥島では寒候季に 6000m 付近まで圏界面が降下することがあるものの,ほぼ常に 15000 ~18000m に位置し,熱帯圏界面が出現している.これに対し て中緯度に位置する館野や稚内では盛夏を中心に熱帯圏界面 が出現するものの,寒候季は主として極域圏界面が中心で時折 熱帯圏界面が出現している.稚内では 7月~9月には熱帯圏界 面と極域圏界面がほぼ同等に出現するが館野では8月~9月は ほぼ熱帯圏界面のみが出現する.10月~12月の館野では熱帯

圏界面高度の年変化(天気別)

線はその変動係数の年変化である.最南端の南鳥島ではほぼ一様な第1圏界面高度で推移しており変動係数も0.05 程度と極めて小さい.これに対して,最北端の稚内では第1圏界面高度は8月にピークを持つ三角形の山形の年変化を示し変動係数は0.15 程度と大きい.館野では第1圏界面高度は暖候季に高くなるもののピークを示す山形ではなくなだらかな高原状の年変化を示し,変動係数は暖候季に小さくて0.05 程度,寒候季に大きくて0.15~0.20 程度となる.

第1圏界面の上層に第2圏界面が解析されることがある. 図4の〇と実線は第2圏界面高度,〇と破線は第2圏界面出 現率の年変化である.最南端の南鳥島では第2圏界面出現率は 夏季に小さく冬季~春季に大きい傾向が認められるものの,通 年で概ね0.2程度でほぼ一様に推移するのに対して,館野や稚 内では冬季に第2圏界面の出現率が急増して0.8~0.9に達し, 二重圏界面構造が常態化する.第1圏界面高度が大きく年変化 する割には第2圏界面高度の年変化の幅は小さい.

図4の令と実線は月平均対流圏気温減率の年変化を示して いる.通年の月平均対流圏気温減率は概ね0.6~0.7K/100mで 推移するが、令と破線で示す標準偏差の年変化は、第2圏界面 出現率と類似の年変化傾向を示す.このため、館野や稚内にお いて寒候季に出現する対流圏気温減率の大きなバラつきは、熱 帯圏界面が第1圏界面になったり極域圏界面が第1圏界面に なったりすることが多いことに起因していると推測される.

熱帯圏界面の出現層厚に比べて極域圏界面の出現層厚が大 きい.地上気圧の時系列と同期して極域圏界面高度が変動する 傾向が認められ,極域圏界面高度の変動には総観規模の振動が 含まれていることが示唆される.

当日は他の高層気象官署についても解析結果を提示する予 定である.種々ご検討・ご助言を賜れると幸甚である.

圏界面と極域圏界面が同 程度の頻度で出現する.

図3は図2と同じ地点 における対流圏気温減率 の年変化である.地上か ら第1圏界面高度までの 全データを用いた高度に よる気温の直線回帰式の 係数を対流圏気温減率と した.南鳥島の対流圏気 温減率は0.65K/100m程 度で推移しているのに対 して,盛夏以外の季節で は,館野や稚内の対流圏 気温減率は0.3~0.8 K/ 100mの間で激しく変化 する.

図 2,3 における年変化 の特徴には大きな天気依 存性は認め難い.図4は 1988 年~2018 年の平年 月統計値の年変化である. 図4の●と実線は月平均 第1圏界面高度,●と破



ける 図3 稚内,館野,南鳥島における 対流圏気温減率の年変化(天気別)

図 4 第 1・第 2 圏界面高度、第 2 圏界面 出現率および対流圏気温減率の年変化



### JRA-55 と MRI-ESM2 における夏季の気圧パターンと北極海氷の関係

\*相澤拓郎<sup>1,2</sup> • 石井正好<sup>2</sup> • 行本誠史<sup>2</sup> • 羽角博康<sup>1</sup> 1. 東京大学大気海洋研究所 2. 気象研究所

#### 1. はじめに

北極域は近年において、その他の地域と比較し て温暖化が特に著しい地域であり、夏季の海氷は 急速に減少している。

気圧場は海氷の力学に影響を与える。例えば、 北極振動(AO)や、ダイポールアノマリ(DA)に より作られる風の場は、北極海を横断する海氷輸 送に影響を与え、北極海の海氷分布を変化させう る(e.g., Rigor et al. 2001; Wang et al. 2009; Ono et al. 2019)が、AO、DAと夏季の海氷面積との 間の関係については研究により多様な議論があ る。本研究は、海氷が最も縮退する9月の海氷分 布に影響を与える夏季の気圧分布を明らかにす ることを目的とする。

#### 2. 研究手法

長期再解析 (JRA-55) とモデルを用いる。モデ ルは CMIP6 向けに開発された地球システムモデ ル MRI-ESM2 を用いる。大気モデルの解像度は、 水平 1.125 度、鉛直 80 層 (T<sub>L</sub>159L80)。海洋モデ ルは MRI-COM4.4 を用いており、解像度は東西 1 度、南北 0.3-0.5 度、鉛直 61 層である。実験は、 1000 年のスピンアップ後、産業革命前基準実験 piControl (Cntl)。JRA-55 と Cntl それぞれにお いて夏季(7~9 月)平均した SLP に対して北緯 70



図1:JRA-55における夏季の気圧場と9月の海氷密接 度分布の関係。上図は第1~3モードの時系列に回帰さ せた夏季7~9月平均したSLP(コンター)と海氷密接度 (陰影)。灰色のハッチは95%で有意でない領域。下図は、 第1モードから第3モードの標準偏差で正規化した時 系列。数字は寄与率。実線は10年移動平均。

度以北で経験的直交関数(EOF)展開を行い、第1 ~3モードの時系列に回帰させた SLP 分布、気 温分布と海氷密接度分布を解析した。

#### 3. 結果

図1はJRA-55のPC1、PC2、PC3に回帰したSLPと海氷密接度分布を示す。EOF1はAO、EOF2、3は2つのダイポールアノマリ(それぞれDA-1,DA-2)とする。正のDA-1は、ユーラシア大陸側の北極海で海氷を有意に減少させる。正のDA-2は、アラスカ沿岸の海氷を有意に減少させ大西洋側に北極海で有意に増加させる。AOは、海氷密接度分布に影響を与えない。北極域において、9月の海氷面積とDA-1指数との間には有意な負相関がある。一方でDA-2指数との間には相関はない。

図2は、CntlのPC1、PC2、PC3に回帰した SLP と海氷密接度分布を示す。EOF1 は AO、 EOF2 は DA-2、EOF3 は DA-1 を示している。 DA-1 は、北極海のユーラシア大陸側で有意な海 氷減少を示す。DA-2 は、北極海の太平洋側で有 意な海氷減少を示し、大西洋側で有意な海氷増加 を示す。JRA-55 と同様に、9月の海氷面積と DA-1 指数の間には有意な負相関がある。また、AO 指 数と9月の海氷面積には有意な正相関があり、北 極域全体で低気圧が強まると海氷は増加するこ とを示している。



図2 : Cntl における夏季の気圧場と9月の海氷密接度 分布の関係。詳細は図1に同じ。

## 黒潮大蛇行はどのように温帯低気圧の経路を変化させるか?

\*平田英隆 (立正大・地球環境科学),川村隆一 (九大院・理),野中正見 (JAMSTEC・APL)

#### <u>1. はじめに</u>

近年,黒潮大蛇行が温帯低気圧の経路を変化させる ことが報告された(Nakamura et al. 2012; Hayasaki et al. 2013).しかしながら,大蛇行がどのように低気圧経路 へ影響するかについては,未解明な点が残されている.

温帯低気圧の中心付近の地表気圧の降下の一因は, 水平温度移流と非断熱加熱に伴う気温上昇である (Fink et al. 2012).このことを考慮すると,黒潮大蛇行 と低気圧経路との関係を理解するためには,低気圧中 心近傍の水平温度移流と非断熱加熱がどのように大蛇

行から影響を受けるかを解明する必要があるといえる. 低気圧の内部構造を考えると,低気圧中心付近の水 平温度移流と非断熱加熱は,前線構造と関係している ことが推測される.そこで,本研究は黒潮大蛇行が低 気圧経路へ与える影響に係るプロセスの解明を目指し, 過去の研究では考慮されていなかった黒潮大蛇行の前 線構造への影響という新たな視点から調査を行った.

2017 年 8 月から現在(2019 年 7 月)まで黒潮大蛇行 が継続している.本研究では、この大蛇行期間中の2018 年 1 月 22 日に日本南岸で発達した低気圧に注目する.

#### <u>2. 手法</u>

上述の課題に取組むために、CReSS (Tsuboki and Sakakibara 2002)を用いて、コントロール実験 (Control: CNTL)と黒潮大蛇行域の海面水温 (SST)分布を改変 した実験 (Modified SST: MSST)を実施した.実験領域 は 128°E-148°E, 24.5°N-45.3°N,水平解像度は緯度 0.05°×経度 0.05°とした.初期値・境界値には気象庁 メソ客観解析データ、SST には JCOPE2 (Miyazawa et al. 2009)を使用した.初期時刻は低気圧発達の約5日前の 2018年1月17日 00UTCとして、6日間の積分を行っ た.計算領域の西端を低気圧発生域の東側に設定した ので、初期擾乱は側面境界条件として与えられる. CNTL には、実験初期時刻の SST を使用する (図 1a の 陰影). MSST には、CNTL の SST から、このときの日 本南岸域 (図 1a の点線内)の負の SST 偏差を取り除い たデータ (図 1a の細実線)を与えた.

#### <u>3. 結果と考察</u>

まず,低気圧経路を比較する(図 1a). 大蛇行に伴う 冷水域を低気圧が通過する際に,2つの実験の間で経路 に差が生じた(図 1a). MSST と比較して,CNTLの方 が南側の経路をとる.この結果は,先行研究(Nakamura et al. 2012; Hayasaki et al. 2013)と整合的である.

次に、低気圧発達前日(1月21日)の地表付近の水 平温位勾配の差を調査する(図1b). MSST と比較して CNTL では、冷水域の南縁で温位勾配が強化される. 一方で、MSST では、相対的に北側で勾配が明瞭とな る.これらの温位勾配の違いは、2つの実験間の SST 勾配が大きな領域の位置の差異に概ね対応している. 次に、低気圧が黒潮蛇行域を通過する期間で平均した正の水平温位移流と潜熱加熱の差を確認する. MSST と比べて CNTL では、正の温位移流がより南側で明瞭 となる(図 2a). 潜熱加熱も同様な違いが見られる(図 2b). 冷水域上では、全体的に CNTL において加熱が弱い. これは海面熱フラックスの差(図略)に起因していると考えられる.2 つの実験間の水平温位移流や潜熱加熱の差は、両実験の経路の違いと整合的である.

図3に、低気圧が蛇行域に接近する際の、地表前線 の構造を示す.CNTLでは、冷水域の南西端に沿って、 温暖前線が南東方向へ伸びる.一方で、MSSTでは、 温暖前線が東西に伸びる.この前線構造の違いは低気 圧発達直前の温位勾配の分布の違い(図1b)で説明可 能である.また、同時刻には両実験において、前線に 沿って正の水平温位移流や潜熱加熱が生じていた(図 略).これらの結果を踏まえると、図2で示した両実験 の差は、前線構造の違いに起因していると解釈できる. 以上のことから、黒潮大蛇行は低気圧の前線構造を変 えることで、低気圧の経路へ影響すると考えられる。



図1 (a) CNTL (陰影) と MSST (細実線) の SST (K). 太実線と 破線は、CNTL と MSST の低気圧経路を示す. (b) 975 hPa の水平温 位勾配の大きさ(10<sup>5</sup>K m<sup>-1</sup>)の1月21日の日平均値の CNTL と MSST との間の差 (CNTL-MSST).









村崎万代\*、石井正好、水田亮、遠藤洋和(気象研究所)

#### はじめに

大気海洋相互作用は、熱帯だけでなく中高緯度の対 流システムにおいても重要な役割を担っている。気象 研究所では、地球システムモデル(MRI-ESM2)を基に海 洋部分(水温、塩分、海氷密接度)について緩和時間 5日で観測データに緩和することで、現実的な海洋状 態での数日スケールの大気海洋結合効果を表現するこ とが可能になるシステムを開発中である。本研究では、 このシステムを使った実験結果を外側境界条件として、 地域気候モデルを用いてダウンスケーリングすること で、より精度の高い気候再現及び将来予測に繋がるシ ステム(新タイムスライスラン; newTS)を構築するこ とを目的とする。

今回はこのシステムにおける初期実験17年間分の結 果のうち、日本域に着目し、20km分解能NHRCMによるダ ウンスケーリングした結果を報告する。

#### <u>newTS実験の設定</u>

<u>外側境界条件</u>:海洋部分を観測で拘束したMRI-ESM2、 水平解像度約120km、鉛直80層。

<u>ダウンスケーリング実験期間</u>:1994~2011年。 <u>使用した領域モデル</u>:NHRCM水平分解能20km。 <u>計算</u>:タイムスライス(7/20を初期値とし、翌8/31 までの連続積分。解析は9/1から翌年8/31を使用)

### <u>結果</u>

図1はnewTS実験における降水量、海面気圧を示した ものである。1月は日本海側における降水と太平洋上 のストームトラックによる降水帯が再現されており (図1a)、NHRCMによるダウンスケーリングでは地形に よる降水強化が見られ、海洋上の降水もGCMから引き継 いでいることがわかる(図1c)。7月は梅雨前線の影響 で西、東日本と朝鮮半島に降水領域が見られ(図1b)、 NHRCMでもその傾向は現れているが、太平洋上の降水域 はGCMよりも広域に分散している(図1d)。日本列島上の 降水を細かく見るために7領域に分けて夏季と冬季で 示すと、領域ごとの特徴を捉えていることがわかる(図 2)。比較のために、観測値(気象庁mesh気候値)、JRA55 ダウンスケーリング(1981-2010)、d4PDFダウンスケー リング (1981-2010年の50メンバーアンサンブル平均) を加えた。newTSの結果では、冬季日本海側の降水の過 大見積もりが示された一方で、南西諸島領域ではこれ までのNHRCM実験よりも観測に近い値を示した。JRA55 およびd4PDFダウンスケーリングに使用したモデルは、 今回の実験と同じ20km分解能NHRCMである。つまり、再 現性の違いは、外側境界条件に依存していると考えら れるが、地域によって外側境界条件の影響の受けやす さに差がある可能性も考えられる。今回は他実験の約 半分の期間であり、厳密に比較できるものではないが、 今後は、積分期間を増やすとともに、NHRCMの外側境界 条件依存性についても調べる予定である。

本研究の一部は文部科学省統合的気候モデル高度化研究 プログラム(領域テーマC)の支援を受けた。



図1 1月と7月の月平均降水量(陰影:単位 mm/day)と海 面気圧(コンター間隔1hPa)。(a)1月ESM2(newTS run)、 (b)7月ESM2(newTS run)、(c)1月NHRCM、(d)7月NHRCM。 winter



図2 観測 (obs) と NHRCM ダウンスケーリング (newTS, JRA55、 d4PDF) の領域別降水量。(上図)冬季(12,1,2月) 平均、(下図) 夏季 (6-8月) 平均。横軸は領域を表す。

1:北日本日本海側、2:北日本太平洋側、3:東日本日本海側、 4:東日本太平洋側、5:西日本日本海側、6:西日本太平洋側、 7:南西諸島。

## 2015/2016 年に生じた赤道成層圏準二年周期振動(QBO) 崩壊イベント発生時の大気波動の振る舞いについて

\*渡辺 真吾,河谷 芳雄 (JAMSTEC),

Kevin Hamilton (IPRC, Hawaii Univ.), Scott Osprey (NCAS-Climate, Univ. Oxford)

#### 1. はじめに

赤道成層圏準二年周期振動(QBO)は、赤道成層圏 で西風と東風が下向きに位相伝播しながら平均28~29 ヶ月の周期で交代を繰り返す現象として知られており、 鉛直シアーを伴う東西風と、対流圏から上方伝播する 大気波動との間で生じる相互作用によって駆動されて いる.定期的な観測が開始されてから60年以上絶える こと無く繰り返されてきたQBOであったが、2016年 1-2月にかけて、QBOの西風の中に、かつて見られる ことのなかった薄い東風の層が形成され始めた.この 東風の層は時間とともにその厚みを増し、遂にはQBO の西風を上下に分断するに至った.観測史上初のこの 現象はQBO崩壊現象と呼ばれ、その気候学的な特異性 や背景となるメカニズムについての解析結果が数多く 報告された(たとえば[1]).

筆者らは、鉛直解像度の高い大気大循環モデル (JAGUAR)を用いてQBO崩壊現象の象徴である東風 層の生成の再現に成功するとともに、その直接の原因 である北半球から赤道域へのロスビー波の伝播と集中 をもたらした要因として、北半球亜熱帯の東西風の子 午面構造がwave guide として重要な役割を果たしたこ とを報告した[2].一方、東風層の生成が生じた高度よ りも上空(10~20 hPa)の東西風の振る舞いに注目する と、2016年の年明け頃から既に異常な兆候が現れてい た.QBO西風の上に存在していた東風シアー領域の下 向き位相伝播が止まり、逆に上向きに伝播を開始して いたのである(図1の右上領域の赤い等値線に注目). そして東風層の再現に成功したモデルは、この現象に ついてはまったく再現することができなかった(同・ 青線).

このことが意味するところは何だろうか?まずもっ て考えられるのは、モデルの不完全さであるが、モデ ルは2015年11月から12月にかけては、再解析データ に見られる10~20 hPa QBO 東風シアー領域の下降をま ずまず再現できている(図1の左上領域).現実世界で 起きた「異常な何か」をモデルが捉え損ね始めたのは 2015年末から2016年初頭にかけてと推測される.冒頭 で述べたように QBO 東西風シアーの下向き位相伝播 にとって重要なのは対流圏から上方伝播する大気波動 なので、それらの振る舞いに何らかの異常が見られた と仮定して調べてみることは有望である.(もうひとつ の有力な仮説として、QBO 東西風シアーの下向き位相 伝播を上向きに押し返そうとしている、赤道成層圏の 上昇流の振る舞いに何らかの異常がみられた、という ことも考えられるが、こちらも合わせて検討する.)

#### 2. 数値実験

赤道成層圏 10~20 hPa を上方伝播する大気波動の振 る舞いを調べられる観測データとして,限られたステ ーションのラジオゾンデデータのほか,Aura-MLS 等の リム観測,GNSS 掩蔽観測などがある.また,高精度 の再解析データや現業解析データの中にも有力な手が かりが潜んでいる可能性がある.これらに関しては専 門家への問合せベースでの調査を予定しており,関連 諸氏にもご協力をお願いできれば大変心強い.

本研究は、モデルを用いた数値実験のアプローチを 通して、大気波動に伴う運動量フラックスの時空間ス ペクトル分布に影響を及ぼすモデル内のパラメータの 感度実験を行い、先に述べた QBO 東風シアー層の上方 伝播を再現可能な「異常な大気波動の振る舞い」がど ういったものであるか、いくつかのストーリーを描く ことができるか、検討したい(端的に言えば、大気波 動を極端に弱くすれば10~20hPaの上方伝播が再現可能 という定性的な実験結果が得られているが、詳しい調 査結果は当日報告する).



[2] Watanabe et al., 2018, GRL.

## オゾンを同化した化学気候モデルによる初期値を用いた 南米春季のオゾン予測の試み その2

\*中村東奈 (富士通 FIP), 秋吉英治 (国立環境研究所), 杉田考史 (国立環境研究所),水野亮 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

#### 1. 背景と目的

2009 年 11 月にアルゼンチンのリオ・ガジェゴス (51.6S, 69.3W)において,約3週間にわたってオゾ ン全量が低い状態が続き,それに伴い紫外線の増加も 確認された[1].国立環境研究所では名古屋大学と共同 でこのような紫外線リスクの高いイベントを事前に予 測しリスク情報として公開するため,化学輸送モデル の開発を行っている.

過去の南米のオゾン全量の再現として MIROC3.2 CTM に ERA Interim の東西風,南北風,気温をナッジ ングした計算を行い,OMI の観測のオゾン全量とよく 一致することを示した[2].ナッジングで予測を行う場 合、数日先までの気象データの予測値が必要になる. そこで本研究では,気象データの予測値を使わず,オ ゾンを含めた同化処理によって得られた初期値から, 化学気候モデルのフリーランによる南米春季のオゾン 予測を試みた.

以前の報告(中村ほか,2018 年秋季大会)において 前述のオゾン全量低下イベントをターゲットとしたフ リーランを行い,リオ・ガジェゴスの位置でのオゾン 全量予測を行った.結果は,アンサンブル間のばらつ きが大きく,予測開始日によって予測がうまくいった りいかなかったりした.極渦が崩壊し始める時期の予 測の難しさと,予測を成功させるための現象のプロセ スの理解が課題として残った.

本報告ではこの課題に取り組むため、まず、より予 測が容易と思われる、伸張した極渦が極の周りに回転 しながら一時的に南米上空を通過する際のオゾン全量 低下イベント(2009年10月4~6日)に注目する.予 測値のばらつきの大きかった11月のイベントとオゾン 全量の再現性の違いや力学場の違いについての比較を 行うことで、11月のイベントの予測の困難さの原因に ついて考察する.

#### 2. 実験概要

初期値作成のための同化処理には、同化版 MIROC3.2 CCM [3]を用いた.水平解像度 T42,鉛直 34 層で、6 時間毎に同化処理を行った.同化手法はアンサンブル カルマンフィルタでメンバ数は 32 である.同化に用い たデータは MERRA2 の東西風,南北風,気温,OMI オゾン全量, Aura/MLS オゾンプロファイルである.

2009年9月1日から約1ヵ月同化処理を行い,9月 28~30日,10月1日の各メンバをそれぞれ初期値とし て10日間のフリーランのアンサンブル実験を行った.

#### 3. 結果

2009 年 10 月上旬のオゾン全量低下イベントをター ゲットとしてリオ・ガジェゴスの位置でのオゾン全量 の比較を行った. OMI 観測値(灰色実線)でオゾン全 量の低下が始まった 2009 年 10 月 3 日からいずれの初 期値のフリーランのアンサンブル平均も観測と同様に オゾン全量の低下がみられ, 270DU 近くまで低下した. 図 1 に 2009 年 10 月, 11 月それぞれのイベントを予測 したフリーランの結果を示す. 各アンサンブルのばら つきは 10 月のイベントの方が 11 月のイベントを予測 した結果に比べると期間の後半で小さかった.

発表では各イベントでオゾン全量が低下する時期 の波活動等の力学場に着目した解析結果を示す.



図1 リオ・ガジェゴス (51.6S, 69.3W) におけるオ ゾン全量のフリーラン結果 (単位: DU). 左が 2009 年 9 月 28 日初期値, 右が 11 月 6 日初期値. 黒色線がアン サンブル平均, 灰色線が各アンサンブルメンバ, 赤点 は OMI 観測値 (リオ・ガジェゴスの緯度経度に内挿). 参考文献:

[1] de Laat, A. T. J., et al., 2010, *GRL*, **37**, L14805.

[2] Akiyoshi, H., et al., 2018, JGR, 123, 12523-12542

[3] Nakamura, T., et al., 2013, *JGR*, **118**, 3848-3868.

謝辞: This research was supported by JST/JICA, SATREPS (2012-2017).

計算には国立環境研究所のスパコンを使用した.

成層圏突然昇温時の前線的な気温構造の形成メカニズム \*角ゆかり、佐藤薫(東大院理)

#### 1. はじめに

成層圏突然昇温 (SSW) 時の成層圏において、前線的 な構造(細い傾圧帯)が存在することが先行研究で指摘 されている (Fairlie et al. 1988; Manney et al. 1994, 2005)。 本研究は、そのような前線の形成メカニズムを明らか にすることを目的として、2016 年の SSW 期間中にみ られた前線構造を調べた。

#### 2. 解析データ

成層圏の総観規模構造を調べるために、MERRA2 再 解析データのジオポテンシャル高度 ( $\phi$ )、気温 (T)、水 平風 (V)、鉛直 p 速度 ( $\omega$ )、非断熱加熱率 ( $\dot{Q}/c_p$ )を使 用した。データの水平解像度は 1.25 度、鉛直 42 層、時 間間隔は 3 時間である。また、等圧面上のデータを等 温位面上に内挿してエルテルの渦位を計算した。本研 究では 2016 年 1~2 月に発生した 3 つの小昇温イベン トのうち、最も昇温が顕著だった 2 月 9 日の波数 1 型 の SSW イベントに着目した。

#### 3. 結果

SSW に先行して、約 30–3 hPa の高度範囲に前線的な 気温構造が現れた。前線構造は SSW の中心日 (day0: 2月9日)の約2日前 (day-2:2月7日) に最も強くな った。このとき、前線は、極渦の縁のジェットストリー クに沿って位置していた。前線形成時の渦位構造を調 べたところ、ジェットストリークの右側 (暖気側) に狭 い低渦位域が存在した。これは、対流圏から上方伝播す るロスビー波の砕波に伴い、極渦が北極からずれると 共にその低気圧性循環によって低渦位の空気が低緯度 側から流入してきたものと考えられる。このロスビー 波の砕波に伴う低渦位の流入が前線近傍に見られるジ ェットストリークの形成を促すと考えられる。

このような状況下での前線強化のメカニズムを考え る。まず、Qベクトル(Q)を計算して2次循環を調べ た。ジェットストリークの風下側では、Qベクトルは 暖気側から寒気側に向かっており、∇・Qは前線の暖気 側で発散、寒気側で収束となっていた(図1a)。この結 果は、前線の暖気側で下降流による断熱加熱、寒気側で 上昇流による断熱冷却が生じることを示している。す なわち、2次循環は前線を強化するように働くことが分 かる。

次に、前線形成を定量的に調べるために、semigeostrophic 方程式の前線形成関数  $F = d|\nabla \theta|/dt$  を用 いた。温位を背景場  $\theta_0(p)$  と偏差場  $\theta_e(x, y, p, t)$  に分 けると、前線形成関数は地衡風による項 $F_{q} = -(\nabla \theta \cdot$  $\partial_{\lambda} V_{a}, \nabla \theta \cdot \partial_{\phi} V_{a}$ ) · ( $\nabla \theta / |\nabla \theta|$ )、非地衡風の水平成分に よる項 $F_{a(h)} = -(\nabla \theta \cdot \partial_{\lambda} V_{a}, \nabla \theta \cdot \partial_{\phi} V_{a}) \cdot (\nabla \theta / |\nabla \theta|),$ 非地衡風項の鉛直成分による項 $F_{\omega(0)} + F_{\omega(e)} =$  $(-\partial_n \theta_0 \nabla \omega - \partial_n \theta_e \nabla \omega) \cdot (\nabla \theta / |\nabla \theta|)$ 、非断熱加熱による 項 $F_d = \nabla(\theta \dot{Q}/c_p T) \cdot (\nabla \theta / |\nabla \theta|)$ に分けられる。ここで 添え字gとaはそれぞれ地衡と非地衡風を表す。図 1b-f に前線形成関数の各項を示す。非地衡風項は正であり、 特に鉛直成分による項が大きいことが分かる(図 1 bd)。 $\theta_0$ の鉛直移流の寄与 $F_{\omega(0)}$ が支配的であるが、 $\theta_e$ の 鉛直移流の寄与 $F_{\omega(e)}$ も大きいことが興味深い。 $\theta_e$ の寄 与が大きいことは、前線付近でロスビー波の位相が低 温域側に傾く構造を持つことで説明される。

以上より、(1) 波の砕波に伴う低渦位の流入によって 生じるジェットストリーク、(2) その風下側で強まる 2 次循環、(3) 傾いた波の位相構造、という 3 つの要因に よって、SSW 時に成層圏の極渦近傍で効率的に前線が 形成されると考えられる。



図1:10 hPa 面、day-2 における Q ベクトルの発散場と前線 形成関数の各項のポーラステレオ図。赤と青はそれぞれ正と 負の値を表す。黒の等値線は前線領域に対応する。黒丸、赤 丸、青丸は前線中心、温位の最大値、温位の最小値の場所を それぞれ表す。黒三角はジェットストリークの中心を表す。

## 伊勢湾における可能最大高潮の 直接ダウンスケーリング実験

吉野純・\*山本康平・小林智尚(岐阜大工)・村田昭彦(気象研)

#### 1. はじめに

地球温暖化により台風強度は増大し、それに伴う沿 岸域の高潮被害のリスクもより増大するものと懸念さ れている.長・中期的な防災・減災対策を講じる上で、 台風や高潮に対する信頼性の高い温暖化影響評価が必 要となる.これまで、将来気候下の台風やそれに伴う 高潮を力学モデルにより表現する場合には、伊勢湾台 風などの既往事例を対象として「擬似温暖化ダウンス ケーリング」により評価されてきたが(村上ら,2011)、

「現在気候の台風の移動速度が将来気候でも変わらない」という仮定が成立する必要があり、その妥当性には疑問が残されている.そこで本研究では、より仮定の少ない「直接ダウンスケーリング」に基づいて、現在気候および将来気候において伊勢湾に接近する最大規模台風に対して進路アンサンブル実験を行い、伊勢湾における可能最大高潮の将来変化を評価することを目的とする.

#### 2. 数値計算手法

本研究では、全球気候モデル MRI-AGCM3.2S (20 km 格子)から地域気候モデルNHRCM(5km格子)によ り直接ダウンスケーリングされた現在気候(1980~ 2000年)および将来気候(2076~2096年: RCP8.5シ ナリオ)の長期気候データベースを用いる (Murata et al., 2015). このデータベースの中から、太平洋沿岸の133 ~141°E, 33~35°N の範囲を通過した台風を抽出し, その中でも北寄りに進路をとった顕著台風を計算対象 とする. 現在気候については, 1990年7月24日上陸の 台風(上陸時中心気圧: 936 hPa)を、将来気候につい ては、2087年8月3日上陸の台風(上陸時中心気圧: 919 hPa)を対象とする.抽出された顕著台風は必ずし も伊勢湾に最悪の進路で接近しているわけではない. そこで最悪規模の台風が伊勢湾に最悪の進路で接近し た場合に生じる最悪の高潮 (可能最大高潮)を評価する ために、初期値・境界値を東西方向にずらして、吉野 ら(2012)による高解像度台風モデル(3km格子)と 高潮モデル(1km格子)に入力することで、直接ダウ ンスケーリング及び進路アンサンブル実験を行う.

#### 3. 結果と考察

現在気候の顕著台風は,北北西の方向に約 40 km/h の速度で接近し,伊勢湾台風に匹敵する上陸時中心気 圧は約 940 hPa となり,最大風速は約 45 m/s となった. 台風の最大風速半径は 80 km となり,最悪の進路では 名古屋港で風速 40 m/s となった.可能最大高潮は,伊 勢湾奥の名古屋港付近で 4.1 m に達し,伊勢湾台風で観 測された潮位偏差(3.5 m)を越えることが明らかとな った(図-1a).

将来気候の顕著台風は,北北西の方向に約 20 km/h の速度で接近し,上陸時中心気圧は約 910 hPa となり, 最大風速は約 55 m/s となった.台風の最大風速半径は 45 km となり,最悪の進路では名古屋港で風速 50 m/s となった.将来気候下の最大規模台風は,現在気候に 比べて大幅に増大することが明らかとなった.一方で, 可能最大高潮は,伊勢湾西岸の四日市港や津港で 6.0 m を越えるが,名古屋港付近では 4.5 m 程度にとどまった (図-1b).この値は,先行研究による擬似温暖化ダウン スケーリングの結果 (6.9 m)を大幅に下回った.

将来気候下の台風の移動速度 (約 20 km/h)は現在気 候下の移動速度 (約 40 km/h)に比べてかなり遅く,伊勢 湾の固有振動周期と台風の進行波周期に大きな差が生 じたために,伊勢湾湾奥での可能最大高潮の増大を抑 制する結果となり,一方で,伊勢湾西部の三重県沿岸 部での高潮リスクは相対的に増大することが明らかと なった.

謝辞:本研究は,科学研究費補助金・基盤研究 C (16K005267), 基盤研究 B (18H01542), 統合的気候モデル高度化研究プログ ラム (テーマ C・D)の下で行われた.記して謝意を表する.



図-1 (a)現在気候と(b)将来気候の計 41 ケースの進路 アンサンブル実験の名古屋港の可能最大高潮の分布.

-420-

EFSO を用いた Pre-YMC, YMC-Sumatra2017 におけるラジオゾンデ観測のインパクト評価

\*服部 美紀, 山崎 哲, 勝俣 昌己, 森 修一(海洋研究開発機構)

#### 1. はじめに

2015年11月から12月および2017年11月から 2018年1月にかけて、インドネシア・スマトラ島 西岸のベンクル気象台、および沖合約50km(2015 年)、100km(2017年)における海洋地球研究船「み らい」を中心とした、Pre-YMC, YMC-Sumatra2017 集中観測が行われた。本研究では、ベンクルおよび

「みらい」で観測された高頻度のラジオゾンデ観測、 および周辺の現業データを用いて、ラジオゾンデ観 測の同化による解析場への影響について評価を行う。

#### 2. データおよび実験設定

「みらい」MR15-04 航海においては 2015 年 11 月 21 日から 12 月 26 日にかけて、MR17-08 航海で は 2017 年 11 月 30 日から 2018 年 1 月 1 日にかけ て、3 時間毎に 1 日 8 回のラジオゾンデ観測が行わ れた。ベンクル気象台では、2015 年 11 月 9 日から 12 月 25 日、2017 年 11 月 16 日から 2018 年 1 月 16 日にかけて 1 日 8 回のラジゾンデ強化観測が実施 された。また、インドネシア海大陸域の現業機関に よる 1 日 1~4 回のラジオゾンデ観測も解析の対象 とした。

本研究では AFES と LETKF を使ったアンサンブ ルデータ同化システム ALEDAS2 (Enomoto et al. 2013, Yamazaki et al. 2017) に実装されたアンサ ンブル予報に基づく対観測予報感度(EFSO)(山崎ら 2017, 2018)を用いて、Pre-YMC2015, YMC2017 期間のインドネシア海大陸域におけるラジオゾンデ 観測の影響を評価した。EFSO 値の評価時間は 6 時 間、全球湿潤エネルギーをノルムとしている。

#### 3. 結果

図1に2015年11月26日00UTCにおける各ラ ジオゾンデ観測あたりのEFSOの分布を示す。イン ドネシア海大陸域においては、西端のスマトラ域の インパクトが最も大きく、次に東端のパプア・バン ダ海周辺の値が大きく現れた。この値は時間変化す るものの期間を通して同様の傾向が見られ、特に風 上側の外海に面した地点でインパクトが大きい傾向 が見られた(図示せず)。

図2に12月22日から12月17日にかけて、エネ ルギー別に鉛直積算した EFSO の時間変化を示す。 「みらい」やベンクルにおける8回観測のインパク トは非常に大きく現れた。一方で、ココス島におけ る1日1回の観測は低頻度でありながら最も顕著な インパクトを示していることがわかった。また、 2015年(図 2)、2017年(図示せず)ともに位置エネル ギーの EFSO 値に対して、みらいやベンクルで MJO の接近・通過に伴いインパクトが増減する傾向が見 られたことから、領域別の評価や OSE との比較も 行う予定である。







図 2. 2015 年 11 月 22 から 12 月 17 日にかけて、 全球運動エネルギー(赤)、位置エネルギー(青)、湿潤 エネルギー(黒)別に鉛直積算した EFSO 値 (J kg<sup>-1</sup>) の時間変化。上からココス島、ベンクル、「みらい」、 メラウケの観測点の値を示す。

謝辞 本研究の一部は科研費基盤研究 C(18K03751) の助成を受けて実施しています。

## 秋雨時期の台風による遠隔降水事例の研究

\*児玉真一, 佐藤正樹 (東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

梅雨や秋雨の時期の日本は、日本から遠く離れた場 所に位置している台風により、前線への水蒸気供給が 増加し、多大な降水がもたらされることがある.この 影響は、台風による間接効果と呼ばれ、台風自身のア イウォールやスパイラルレインバンド内外の直接効果 による降水と区別して考えられることが多い.また、 間接効果による降水量の割合は、梅雨の時期と比較し て、秋雨の時期の方が多いにも関わらず、秋雨の時期 に着目した研究は少なく、予報・防災の観点からもそ のメカニズムを理解することは重要である.遠隔降水 を調べた代表的な研究としては、2004 年台風 18 号 Songdaの事例研究[1]が挙げられる.

本研究では、秋雨の時期に発生した台風の中から、 間接効果によって日本へと遠隔降水をもたらした事例 を抽出し、事例間での環境場比較を行った.

#### 2. 使用データ・手法

典型的な遠隔降水事例である 2004 年台風 18 号 Songda の経路に習い、日本に転向しながら接近する台 風による事例を2004年以降の秋雨の時期に限定して研 究対象とした.気象庁ベストトラックを用いて、中心 気圧 940 hPa 以下まで発達し,北緯 25 度,東経 125-135 度線を通って日本に向かって北上した台風のみを抽出 した. 日本上空に前線がない場合や, 明らかに降水域 が見られない場合は対象から除き、その他の事例は降 水量に関わらず解析を行った. 抽出された事例の降水 量については衛星全球降水マップ (GSMaP)を,可降水 量については DMSP 衛星に搭載されている SSMIS, そ の他の物理量については全球大気再解析データの ERA5 を用いた. さらに, 期間を通して降水量が特に多 かった事例 (e.g., 2004 年台風 18 号 Songda · 2009 年台 風 18 号 Melor)については全球雲解像モデル (NICAM) の水平解像度14kmメッシュ実験を行った.

#### 3. 結果

遠隔降水期間を通して降水量が特に多かった事例で ある2004年台風18号Songdaと2009年台風18号Melor について台風経路と積算降水量を図1に示す.台風経 路に沿った直接効果による降水と台風中心から離れた 場所に位置する間接効果による遠隔降水がそれぞれ確 認できる.また,遠隔降水発生前を含めた,週平均の 可降水量を同領域で図2に示す.2つの事例は似た台風 の経路でありながら,高気圧の張り出し具合によって 日本周辺域の可降水量分布が大きく異なっていて, Melor 事例の方が日本の東側の海上が広く乾燥してい ることが分かる.このことから,降水域へと運ばれる 水蒸気について Melor 事例は主に熱帯由来, Songda 事 例は熱帯域に加えて高気圧の縁辺流由来であることが 示唆される.このような違いは遠隔降水の形成過程で は重要と考えられ,降水量が少ない場合の事例解析結 果や NICAM のシミュレーション結果と比較してさら なる理解を深める.



20 25 30 35 40 45 50 55 60 65
図 2 可降水量の週平均値 [mm]

(左: Songda, ~9/4 までの週・右: Melor, ~10/3 までの週)

#### 参考文献

 Wang, Y. Q., Y. Wang, and H. Fudeyasu (2009), Mon. Weather Rev., 137, 3699–3716.

## 局所的な SST 勾配と組織化降水システムの降水特性との関係

\*進藤 愛可(富山大理)・濱田 篤・安永 数明(富山大院理工)

#### 1. はじめに

熱帯海洋上の降水において主要な役割を担う 組織化した降水システムは、おおまかには海面水 温(SST)が高く湿潤な環境において発生するこ とが良く知られている。また、メソスケールの SST 勾配域が、気候学的な降水分布だけでなく(Back and Bretherton 2009, JC)、各々の降水システムの発 生と強く関係していることも指摘されている(Li and Carbone 2012, JAS)。降水システムの面積や層 状性降水比などの降水特性が、SST やカラム水蒸 気量(CWV)とどのように関係するのかを調べた 研究は多いが、それらの勾配が降水特性に与える 影響を、観測データを元に議論した研究は殆どな い。そこで本研究では、SST や CWV およびそれ らの勾配と降水特性の関係を統合的に調査し、降 水システムの組織化メカニズムに与える影響を 考察する。

### 2. 使用データ・解析手法

全球降水計画(GPM)主衛星搭載2周波降水レ ーダ(DPR)のKu帯(13.6GHz)観測からHamada et al. (2014, JC)の手法により作成した雨域データ を用いた。雨域は降水のあるピクセルの4連結領 域として定義される(但し面積5ピクセル以上)。 解析期間は2016年1月~2017年12月、解析領域 は東経50度~東経110度、北緯15度~南緯15度 の熱帯インド洋上である。解析期間・領域で観測 された雨域の総数は262,193個であった。また、 雨域が置かれた環境場を調べるため、全球再解析 ERA5(0.25度格子、1時間ごと)のSSTとCWV を使用した。各雨域に対応するSSTとCWVは、 雨域観測時刻の直前のERA5データにおける、雨 域の重心を囲む4つの格子点値の単純平均とした。

#### 3. 結果・考察

初めに、解析期間中に見られた雨域のうち、面 積が1,000 ピクセル(~25,000 km<sup>2</sup>)以上で層状性 面積比が80%以上のものについて、雨域と環境場 の関係を観察した。図1に示した事例で雨域と SSTとの関係に着目すると、雨域はSSTが最も高 いところではなく、SSTに水平勾配がある領域に 位置している。61 個の雨域を無作為に抽出して観 察した結果、多くの雨域に同様の関係性が見られ た(図略)。

この結果から、比較的大きな雨域は SST 勾配域 でよく見られるのではないかと考え、SST の勾配 の大きさ(|VSST|)を算出した。図2は、SST と |∇SST|を、雨域の面積ごとにプロットしたもので ある。面積の大きな雨域は SST が 29℃、|∇SST|が 0.2 K/100km 付近を中心とした領域に多く見られ る。|∇SST|と雨域面積は単純な比例的関係にはな いが、雨域は SST が低いほど勾配の大きな環境で 多く発現するような分布を示しており興味深い。

今後は層状性降水比や最大降水強度など、他の 降水特性についても調べていく。降水特性は、SST や CWV だけでなく、水平風鉛直シアや大規模鉛 直流などにも影響を受けるため、これらの物理量 との関係も調べていく予定である。



図 1:2017 年 1 月 11 日 05:32UTC に観測された雨域と 環境場 (SST [°C]:黒等値線、CWV [mm]:色等値線)。



図 2:各雨域に対応する SST と SST 勾配の大きさの分 布。青+印と赤×印はそれぞれ面積が 1,000 ピクセル未 満、1,000 ピクセル以上の雨域を示す。

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(2-1904)の支援を受けて実施された。

## 北半球冬季における海洋大陸の風系分類とその年々変動

\*松崎 祐太 (1), 松本 淳 (1)(2)

(1)首都大学東京都市環境科学研究科 (2)JAMSTEC

#### 1. はじめに

海洋大陸(90°E-150°E, 10°S-20°N)では日変化から季 節内変動、年々変動に至るまで様々な時間スケールで の変動が観測される.北半球冬季に限っても日変化を はじめとして MJO に代表される季節内変動、オースト ラリアモンスーンの発達と衰退に代表される季節進行 が見られ、さらにそれらの変動は ENSO などのより長 周期な変動の影響を受けている.また、熱帯内部での変 動だけでなく北東アジアの中緯度擾乱によって発生す るコールドサージと呼ばれる北東風の吹込みとその影 響もみられる(Murakami 1979, Chen et al 2015a, b).

本研究では北半球冬季における海洋大陸及びその周 辺でどのような風系分布が見られるかをクラスター解 析によって分類し、それぞれの特徴を調べる。また、ク ラスターごとの出現頻度の季節推移や年々変動、それ らの ENSO, MJO などの変動との関係を調査する.

#### 2. 使用データ,手法

解析対象期間は1980年から2010年の10月から3月 の30冬季(5467日)とする.

まず,JRA55 再解析(Kobayashi et al. 2015)の925 hPa におけるそれぞれの日々の95°E–140°E,10°S–25°N に おける東西風,南北風を用いる.初めに次元圧縮のため に風データを標準化したのちに EOF 解析を実行し,全 体の変動の75%以上を説明できる最小数のEOF 得点を 用いる.東西風に対しては9個,南北風は14EOF の計 23EOF を用いた.続いて EOF 得点から k-means 法を用 いて日々の風系を分類した.クラスター数に関しては red-noise test (Michelangeli et al. 1995)を用いて決定し,7 個をクラスター数とした.

各クラスターについて風系およびOLRの特徴と出現 しやすい時期,遷移の特徴および年々変動について調 査する.

#### 3. 結果

各クラスターの出現には明瞭な季節性が見られる. 冬季の初めにはクラスター4,5が多く見られる.これ らのクラスターは東アジアから海洋大陸に向けての北 東風侵入の伸長を現したものである.11月中旬以降は

クラスター7 が卓越するようになる. これは特に南シナ 海北部で強い北寄りの風が卓越する風系となっている. 12 月以降はクラスター7 の出現頻度減少とともにクラ スター3,6 が支配的となる.これらのクラスターは東 アジアからオーストラリア北部にかけて一続きの北寄 りの風系となっており、クラスター6の方がやや風速が 強い.2月以降はクラスター1,2が支配的となり、ク ラスター1 は東アジアからの北東風が北緯 20°より南 に侵入せず,海洋大陸北部では東寄りの風が卓越して いる. クラスター2 では1よりも北寄りの風が強めに服 が、その風の出どころは大陸というよりも北西太平洋 からのものが支配的となる. クラスター4, 5, 7 とそれ 以外は北風が赤道以北でとどまるかオーストラリア北 部に向かって吹き込んでいるかの差異があるが、これ はオーストラリアモンスーンの開始を反映したものと 考えられる(Moron et al. 2015).

出現する風系の季節進行は ENSO の影響を受けてお り,特にクラスター7 はエルニーニョ時に抑制的となり, 逆にラニーニャ時にはより出現しやすくなる.このよ うな出現しやすい風系の年々変動は海洋大陸内部の対 流活動の年々変動に影響している可能性がある.



図 1. 各クラスターの 30 冬季における各日付別の出現 回数.

#### 参考文献

- [1] Chen, T.-C. et al., 2015a, J. Climate, 28, 1417-1443.
- [2] Chen, T.-C. et al., 2015b, J. Climate, 28, 1444-1464.
- [3] Michelangeli, P.-A. et al., 1995, J. Atomos. Sciences, 52, 1237-1256
- [4] Moron, V. et al, 2015, Front. Environ. Sci., 2:65
- [5] Murakami, T., 1979, J. Meteor. Soc. Japan., 57,133-158.

## ひまわり8号で測定した火山の噴煙や台風通過にともなう植物プランクトンの増加

浅井俊太(防大地球)、岩崎杉紀(防大地球)

#### はじめに

植物プランクトンは海洋の基礎生産を担っている。 もっぱら沿岸や湧昇域で多いが、火山灰によっても 増えることがある。先行研究では、例えば噴煙が幅 数百 km 以上に伸びる火山噴火によってクロロフィ ル a 濃度(Chl-a)が数倍増える事例解析がある。し かし、西之島のような小規模噴火に対する Chl-aの 増加は報告されていない。これは、後に示すように、 噴煙の幅が数十 km 程度だと、Chl-a が増加してい てもたまたま雲がその上空にあると Chl-a のリトリー バルができないためと考えられる。

Chl-aの連続変化は、GOCIやGOCI-II、ひまわ り8号といった静止衛星によって測定可能となった。 これらは、極軌道衛星(例、MODIS)と異り、連続観 測できる。ある時刻にたまたま雲によって Chl-a がリ トリーバルできなくても次の時刻に雲が移動してい れば Chl-aのリトリーバルができる。ただし、前者は 韓国近海しか測定できないので、噴煙や台風による Chl-aの増加はある程度大きくないとリトリーバル することができない。

本研究では、ひまわり8号によって雲によって Chl-aが測定できない影響を最小限にすることと、 χ<sup>2</sup>乗検定を用いることで火山の噴煙や台風の通 過によって Chl-aの増加を示すことを目的とする。 噴煙はブルームの少ない西之島のものを利用した。

### データ

JAXA Himawari Monitor (P-Tree System)で 公開されている Chl-a の時空間分解能は、1 時間 と 1km である。比較する MODIS の時空間分解能 は 1 日と 4km である。

1日の Chl-aは、リトリーバルのノイズが少ない日本時間の9時から14時の8つのデータを各ピクセル(緯度経度)ごとに時間平均して導出した。ただし、各時刻における雲のため Chl-a がリトリーバルできていないピクセルは除外した。これにメジアンフィルタを用いてノイズを除去した。

西之島の噴火の有無は、火山噴火予知連絡会の 資料で判断した。また、解析期間は2016年から 2018年の7-8月とした。これは、ひまわり8号の データがあるのが2015年以降であるが、2015年 は他の年に比べブルームの影響が大きかったこと、 西ノ島の周辺海域のChl-aは7-8月がブルーム の影響を受けにくいので最も低く、Chl-aの変化が わかりやすいためである。

#### 解析

西ノ島周辺海域の Chl-a の増加の定義を「西之 島から 20km 以内の Chl-a が 0.095 mg/m<sup>3</sup>(噴 火がなかった 2016 年 7-8 月の同海域の平均値) 以上となったピクセルが 1 つ以上あった場合」とし た。ただし、以下に該当した場合は解析から除外し た。

- 1. 西之島から 20km 以内に雲が 1 ピクセル でもある場合。
- 2. 西之島から20km以内のChl-aの最大値 が西之島から20-40kmのものより小さい 場合。これは噴煙より西之島から離れた場 所で発生したブルームの影響が現れたと見 なせるためである。
- 西之島から40km以内にChl-aが 0.3mg/m3以上となったピクセルが1つで もあった場合。これはChl-aが異常に高い ので、Chl-aのリトリーバルに何らかの不具 合が発生したと見なせるためである。

### 結果

表1は西之島の噴火の有無とその周辺海域の Chl-aの増加の有無である。χ<sup>2</sup>乗検定によって、有 意水準1%で両者に関係があることが言えた。一方、 MODISでは、同時期のデータを用いたが、雲で邪 魔されて事例数が少く、χ<sup>2</sup>乗検定(イエーツの補 正式さえ)を適用できなかった。

紙面の都合で触れられなかったが、ひまわり8号 を用いると台風通過時に Chl-a が増えていることも 分かった。大会当日は、これらのことを詳しく述べる。

表1 西之島の噴火の有無とChl-aの増加の有無

2016-2018 年 7-8 月		西之島の噴火		
		あり	なし	計
Chl-aの 増加	あり	25	8	33
	なし	12	46	58
	計	37	54	91

## 西シベリアの成層圏メタン高度分布の推定 \*杉田考史(国立環境研究所),齋藤尚子(千葉大学),

林田佐智子 (奈良女子大学), 大山博史 (国立環境研究所)

#### 1. はじめに

GOSAT/TANSO-FTS の熱赤外 (TIR) バンドからのメ タン高度分布の導出結果を定量的に評価する目的で、 国立環境研究所が西シベリアで行っている航空機観測 [1]の領域に焦点をあて、直接測定によるデータが不足 している下部成層圏における、衛星観測からのメタン 測定結果を調べる。2018 年の秋季大会で衛星センサ MLS と MIPAS からの成層圏 100 hPa でのメタンの季節 変化を解析した[2]。この結果をもとに気象データ MERRA-2 による渦位あるいはオゾンとメタンとの相 関を調べ、航空機観測があった日時の成層圏での渦位 などから観測より上空のメタンを推定する手法を確立 する。

#### 2. データと手法

西シベリアでの航空機観測(高度 7 km まで)は、 Novosibirsk (54°N, 82°E) と Surgut (62°N, 73°E) で実 施されている[1]。これらの観測緯度経度の範囲(水平 300 km 以内) におけるリム観測の衛星データを解析し た。用いたデータは、MLS(現在も運用中)と MIPAS の2つである。これら衛星データについて詳しくは杉 田ら[2]を参照して頂きたい。解析期間は2010年1月か ら 2012 年 12 月の 3 年間とした。また、過去の貴重な データとして HALOE 観測の気候値(1991 年から 2002 年の範囲)と、現在も運用中の ACE-FTS 観測の気候値 (2004年から2013年の範囲)も比較のために解析した。 これら全てのデータセットに共通する定性的な振る舞 いとしては、メタン濃度は春に低く秋に高い季節変動 を呈している[2]。特に冬季や春季にはしばしば低濃度 のメタンが見られた。これらを気象学的な物理量と関 連付けるために、MERRA-2 気象データ[3]の渦位とオ ゾンを解析した。

一般にNadir衛星と航空機との比較では、観測高度より上のメタン高度分布には既存の気候値などが利用される[4]。GOSAT/TIRバンドとの比較においては、対流 圏中上部のリトリーバル処理においても下部成層圏の 100 hPa レベル付近の高さまでのメタン高度分布の影響を受ける。このため各航空機観測の日時における渦 位からメタンを推定する手法を確立する。100 hPa と 50 hPa では渦位 (scaled PV) が 1.2 x 10<sup>4</sup> s<sup>-1</sup>以上の場合に メタンと渦位の相関から、それ以下の場合にはメタン とオゾンとの相関からメタンを推定した。10 hPa では 渦位との相関のみから推定した。100 hPa でのメタンの 推定結果を図1に示す。2010-12年の期間中、Novosibirsk では 24 回の航空機観測が実施されている。

#### 3. 結果と今後

推定されたメタンは気候値と同様の季節変化を示し ているが、MIPASの相関から得られた結果は MLS か らのそれより 100 ppb 程度高い。また HALOE 気候値は この 100 hPa では全体的に低い。確立したこの手法で航 空機観測より上の中下部成層圏の高度分布を推定可能 なことが分かった。これらのメタン高度分布を用いて、 実際に TIR と時空間一致のあるシーンについて、航空 機観測時の高度分布にアベレージングカーネル関数を 適用し、気候値を用いていた従来法との定量的な比較 を進める。



図1 航空機観測日時において推定されたメタン混 合比の時間変化

参考文献

- [1] Sasakawa, M., et al., 2017, JGR, 122, 11261–11273.
- [2] 杉田ら, 2018, 日本気象学会秋, 114, 267.
- [3] MERRA-2; https://doi.org/10.5067/WWQSXQ8IVFW8
- [4] Ono, A, et al., 2015, SOLA, 11, 160-164.

### 代々木街区での都市ガス消費と自動車起源の人工排熱量の分離推定に向けた 二酸化炭素フラックスおよび酸素/二酸化炭素交換比の同時観測

\*石戸谷重之<sup>1</sup>、菅原広史<sup>2</sup>、寺尾有希夫<sup>3</sup>、髙根雄也<sup>1</sup>、兼保直樹<sup>1</sup> <sup>1</sup>産業技術総合研究所、<sup>2</sup>防衛大学校、<sup>3</sup>国立環境研究所

#### <u>1. はじめに</u>

都市における大規模な空調使用、自動車排熱、および 暖房等でのガス消費に伴う人工排熱は、全球的な温暖 化に重畳し都市の温熱環境を悪化させると懸念される。 そのため人工排熱量の動的予測を目的とした精力的な 研究が都市気候モデルを用いて展開されているが (e.g. Takane et al., 2017)、モデル中の自動車および都市 ガス起源の排熱量はインベントリに基づいて与えられ、 現在まで観測による検証が行われておらず、モデル予 測の不確実性となっている。そのため本研究では、今 年度より開始された環境研究総合推進費「建物エネル ギーモデルとモニタリングによる炭素排出量・人工排 熱量の高精度な推計手法の開発(代表:埼玉県環境科 学国際センター)|中の一課題として、東海大学代々木 キャンパス内鉄塔で酸素 (02) および二酸化炭素 (C02) 濃度と CO, フラックスの連続観測を行い、消費される化 石燃料の種類によって異なる 0,と CO,の交換比 (Oxidative Ratio; OR = -O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub> molmol<sup>-1</sup>) と燃料種 毎の CO2 排出量/発熱量の関係およびを利用することで、 CO。フラックスに占める都市ガスおよびガソリン消費 量の寄与を分離評価して排熱量に換算し、代々木街区 における人工排熱量の起源別推定に貢献することを目 指している。

#### 2. 観測

東海大学代々木キャンパス内鉄塔の高度 52 m 地点に おいて CO<sub>2</sub>フラックス観測を 2012 年より継続している (Hirano et al. 2015)。また 52 m および 41 m 高度に おいて、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 0, 濃度(δ(0,/N,)\*)と CO, 濃度の連続観測 を 2016 年より開始した。δ(02/N2)および CO2 濃度の測 定精度は標準ガス分析における2分値の標準偏差とし てそれぞれ約5 per meg (~1 ppm) および0.06 ppm である (Ishidoya et al., 2017)。さらに 52 m 高度に おいて放射性炭素同位体比(Δ<sup>14</sup>C)観測を 2016 年より、 26 m 高度においてエアロゾル組成観測を 2017 年より 開始した。これらの観測から、上述の都市ガスとガソ リン起源の排熱量の分離評価における誤差要因となる 植生・人間呼吸による生物起源、および石炭消費起源 の CO<sub>2</sub> 濃度変動についても情報が得られる観測体制を 確立している。

\* $\delta(0_2/N_2) = [(0_2/N_2)_{sa}/(0_2/N_2)_{st}-1]x10^6$  (per meg)、sa およびst は測定試料および標準試料を示す。1 mol の 空気に1  $\mu$  mol の $0_2$ 分子が添加された場合に $\delta(0_2/N_2)$ が4.8 per meg 増加し、添加の前後で空気分子総量が 変化しない場合に4.8 per meg の変動が1  $\mu$  molmol<sup>-1</sup> (1 ppm) の $0_2$ 濃度変動に等価となる。

#### 3. 結果と考察

本研究では高度 54 および 41m の 2 高度で濃度観測を 行っているため、濃度の高度勾配と拡散係数を用いた 傾度法からフラックスが算出可能である。対流圏では 分子拡散の寄与を無視し  $0_2 \ge C0_2$ の拡散係数が等しい と見做せることから、都市・大気間の  $0_2$ および  $C0_2$ の フラックスの OR (OR<sub>F</sub>) を $-\Delta 0_2/\Delta C0_2$ 比から導出し、渦

相関法により観測した都市から大気への CO2 フラック スの起源を評価することができる。図1に2017年1月 の CO。フラックスと ORF の平均的な日内変動を示す (composite データの2時間平均値)。観測された OR<sub>F</sub> は都 市ガスおよびガソリン消費の OR (それぞれ約 1.95 および 1.5)の間の値であり、CO。フラックスがこれらの燃料消 費のみに起因して変動したと仮定した場合には、都市ガス とガソリンの CO, 排出量/発熱量の関係から図1下段の ように排熱量の日内変動を分離評価できる。ただし本解析 では OR 値がガソリン消費の場合よりも小さい生物活動の 影響を無視しているため、都市ガスおよびガソリン消費に よる排熱量を、現実に比してそれぞれ過小および過大に評 価していると考えられる。発表では、環境省インベントリ データによる排熱量との比較や、Δ<sup>14</sup>C 観測結果を参照し 生物影響を考慮した場合の試算結果等についても議論 する。

<u>謝辞</u>:本研究は(独)環境再生保全機構環境研究総合推 進費(1-1909)、JSPS 科研費JP18K01129、JP24241008等 により実施された。観測サイトの立ち上げと保守に際 して東海大学中島孝先生にご協力頂いた。



図1:東海大学代々木キャンパス内鉄塔において観測された、2017年1月における都市から大気へのCO<sub>2</sub>フラックスの平均的な日内変動(composite データの2時間移動平均値)。ORF 観測値(本文参照)の日内変動と、CO<sub>2</sub>フラックス、ORF および都市ガスとガソリンのORに基づいて推定した、都市ガス(■)およびガソリン(□) 消費による排熱量を併せて示す。

## 福岡市内におけるエアロゾル・ガス成分の日周変化と局地循環の関係

原圭一郎1,高島久洋1,西田千春1,白石浩一1,林政彦1,高見昭憲2,吉野彩子2,藤吉康志3

1: 福岡大, 2: 環境研, 3: 北海道大

#### 1. はじめに

西日本に位置する福岡は,大陸からの越境輸送の 影響を強く受けている(例:Kaneyasu et al., 2014). さ らに福岡市の人口は 150 万人を超え,福岡市内から放 出されるエアロゾルやガスが大気質に与える影響も懸 念されている.福岡平野は,北側に海,東西南に山が 位置しており,海陸風循環が高頻度に観測されるため (福田ら, 2000),大気質とその影響と理解するために は,越境汚染,局所放出,局地循環を合わせて議論す ることも重要となる.本研究は,福岡市内の地上で観測 されたエアロゾル・ガス成分の変化と局地循環の関係 を明らかにすることを目的とした.

#### 2. 観測と解析

本研究では、エアロゾル元素成分・PM<sub>2.5</sub> 濃度(PX-375, Horiba), 黒色炭素(BC)・有機炭素(OC)の濃度(APC, 紀本電子工業), SO<sub>2</sub> 濃度(APSA-370, Horiba), NO<sub>x</sub> (NO, NO<sub>2</sub>) 濃度 (APNA-370, Horiba), CO 濃度 (48i-TLE, Thermo Scientific), O<sub>3</sub> 濃度(49C, Thermo Environ. Inst.)の連続観測を, 2017 年 4 月-2018 年 3 月に福岡大学内で行った. 元素組成, PM<sub>2.5</sub> 濃度, BC, OC, SO<sub>2</sub>, NO<sub>x</sub> 濃度は, 環境省により実施された大気 環境モニタリングデータ(http://www.env.go.jp/air/ osen/monitoring.html)を使用した. 福岡平野の 3 次元 的な風の計測には, 福岡大学内に設置された 3D コヒ ーレント・ドップラーライダー(三菱電機)を用いた. 地上 気象データは, 福岡管区気象台(六本松)で観測された データを使用した.

#### 3. 結果と考察

Fig. 1に2018年2月に観測された風速,エアロゾル・ ガス成分の時系列変化を示す. 福岡平野では,夜~午前中には陸風で風は弱くなることが多く,11~18時頃 は海風になり風が強くなることが多い. 海陸風循環が 切り替わる時間帯は,日の出・日の入時刻に関係して 季節変化していた.

午前中の7-11時頃には、NOx, CO, BC, OC 濃度が 大きな極大を示す傾向が確認された.いずれの成分も 人間活動,特に燃焼過程から放出される成分であり, 都市部の NOx 源としては自動車が主要であることを考 慮すると,福岡市内の人間活動が大気質へ大きく影響 を及ぼしていることが伺える.午前中の濃度増加量は, 11-2月に極めて大きくなり,夏季になると小さくなる傾 向が得られた.

海陸風循環が観察される際には、海風への切り替わ りに対応し、NOx、CO、BC、OC 濃度は減少するのに対 し、SO2 濃度が増加する傾向が確認された. 九州には 現在も活動する火山が存在するが、火山の位置する九 州南部からの空気塊の輸送の影響が見られない時に も、海風時の SO2 濃度は増加していたことから、福岡 周辺海域で航行する船舶の影響が予想される. 日中の SO2 濃度増加量は冬の方が高く、夏には低くなる傾向 があった.

19 時頃になると, 再び陸風に転じ, SO2 濃度は減少 していた, 冬季には, 20-24 時あたりに NO<sub>x</sub>, CO, BC 濃度が増加する傾向が明瞭に確認された. 一方, 夏季 には、この時間帯に濃度増加が見られることもあるものの、冬季ほど濃度が増加することはなかった.

これらの日周変化とその季節変化には、局所放出強 度や境界層高度だけではなく、接地境界層の存在とそ の厚み、海陸風層の厚み、風の3次元構造、光化学反 応過程も関係していた、地上観測で得られた濃度変化 や物質の循環を理解する際には、局地循環過程との 比較が極めて重要である。

#### References

福田和代ら,水工学論文集,第 44 巻,85-90, 2000. Kaneyasu N. et al., Atmos. Environ., 97, 416–425, 2014.



**Figure 1** Diurnal variations of wind speed and the concentrations of NO<sub>x</sub>, SO<sub>2</sub>, CO, BC and OC in Fukuoka during February, 2018. In box plots, the upper bar, upper box line, black middle box line, bottom box line, and bottom bar respectively denote values of 90 %, 75 %, 50% (median), 25 %, and 10 %. The red line shows mean values.
### 日本域における地表絶対水蒸気量の 過去100年以上の長期トレンドの解析

\*佐井彩乃, 柴田清孝 (高知工科大学)

#### 1. はじめに

大気中の水蒸気は温室効果が高く,近年の気温上昇 によりその効果がさらに大きくなるとされている.そ こで,本研究では地表面の水蒸気量に着目し,100年以 上のデータから気温・相対湿度・絶対水蒸気量(混合比) の季節平均と年平均のトレンドを算出した.その結果, 日本全域で混合比が有意に増えている場所と減ってい る(もしくは変化していない)場所があり,トレンドの 上昇と減少は日本海側と太平洋側で大きく分かれてい ることが解析された.

#### 2. 解析地点·方法

100 年以上の長期データが利用できる,1880 年代から観測を開始した観測所などを解析地点として選出し,日本全域の計 63 地点 (空間的な空白を防ぐために 1910 年代からの地点も含む)のデータを使用した.各地点の月平均値を用いて気温・相対湿度・絶対湿度の季節平均,年平均を算出し,そのトレンドを最小二乗法,Theil & Sen の二つの計算法を用いて導いた.ただし,絶対湿度は相対湿度,気温,気圧から計算した(月平均相対湿度に基づく絶対湿度の精度については別稿参照).

#### 3. 解析結果

混合比の年平均トレンドの二次元マップを図1に示 す.●が上昇トレンド、▼が減少トレンドを表している. 関東から大分までの太平洋側(千葉・茨城・栃木・八丈 島を除く)と青森を除く東北地方は減少しており(もし くは変化なし),値(▼の面積)が大きいものは統計的 に有意である.

一方,北海道・西日本の日本海側・九州西部と南部・ 沖縄では統計的に有意な上昇トレンドが見られた. 混 合比のトレンドが正と負(と~0)の領域に分かれたこと は、すべての地点で有意な正の値を示す年平均気温ト レンド(図略)とは大きく異なる.

季節別の混合比トレンドの二次元マップ(図略)では, 夏は南ほど上昇トレンドが大きく,その値も大きかっ た. 冬は, 値はそれほど大きくないが, 日本全域で減少 している地点の方が多い結果となった.



図1 日本全域における全 63 地点の 1900 年以前から の混合比の年平均トレンド(単位:(g/kg)/100yrs). ● は上昇トレンド, ▼は減少トレンドを示し.絶対値は ほぼ面積に比例する.



図2 1885~2018年の岐阜の年平均混合比の値(+) トレンド(直線).

大きな減少トレンドを示した領域のほぼ中央に位置 する岐阜の年平均混合比トレンドを図 2 に挙げる.年 によってばらつきはあるものの,100 年で-0.32 (gkg) の減少トレンド (99%有意)を示した.年平均気温は100 年で約1.8℃上昇(図略)しているにも関わらず地表面 の水蒸気量は統計的に有意に大きな値で減少しており, 前述した太平洋側の多くの地域もほとんど同様の結果 となった. 気象庁観測所において観測された大気中ラドン濃度変動 \*石島健太郎(気象研), 坪井一寛(気象研), 松枝秀和(気象研), 田中泰宙(気象研), 眞木貴史(気象研), 中村貴(気象庁), 丹羽洋介(国環研)

#### 1. はじめに

気象庁では、WMO/GAWの枠組みの下、1990年代前 半より大気中温室効果気体濃度の連続観測を4カ所の 地上観測所において継続している.それらの濃度は、 大気輸送や地表での放出・吸収あるいは大気中での化 学反応等により様々な時間スケールの変動を示す.そ れらのうち、シノプティックな変動の一因である大陸 からのエアマス輸送を観測的に特定することを目的と して、2000年代より気象庁観測所において気象研が主 体となって大気中ラドン(<sup>222</sup>Rn)濃度の観測を行って きている.ラドンはラジウム(<sup>226</sup>Ra)の崩壊により生 じる半減期約3.8日の放射性希ガスであり、またほぼ完 全に陸域起源であり発生量のオーダーも大体分かって いる.そのため、上記のような大気微量成分の変動の 中の陸起源シグナルの特定の他に大気輸送モデルの輸 送検証にも有用なトレーサーである.

最近気象研においては、ラドン観測データの濃度計 算方法や品質管理を見直し、データ公開に向けた準備 を進めている.また、気象庁全球気象予報モデル (GSAM)をベースとして気象庁・気象研で共同開発 された、パッシブトレーサー用大気輸送モデル GSAM-TM を気象研でも本格的に使い始めた.本研究 では、得られた観測データを大気輸送モデル計算結果 とともに解析し、日本周辺の大気中ラドン濃度の変動 を明らかにするとともにモデルの輸送検証を行った.

#### 2. ラドン濃度観測およびモデル計算

本研究では主に、気象庁の観測所: 綾里(39.0N, 141.8E)、父島(27.1N, 142.2E)、与那国島(24.5N, 123.0E)、 南鳥島(24.3N, 154.0E)で得られたラドン濃度データを 用いた. 濃度測定にはWada et al. (2010)による容量 32L のチャンバーを備えた静電捕集型測定器を用い、解析 には時別値を用いた.

モデル計算は解像度 TL95 (1.9°x1.9°相当) と TL319 (0.56°x0.56°相当) で行い、水平風を JRA55 にナッヂ ングした. ラドンフラックスは一定値 (Jacob et al., 1997) と月別値 (Hirao et al., 2010) を用いて比較した. 後者は土壌粒子中ラジウム含有量の空間分布や土壌水 分量変化による土壌空隙率の変動等を考慮している.

#### 3. 結果

図1に、2017年1月に父島において観測されたラド ン高濃度イベントおよびそのモデル計算値を示す. モ デルでは、大陸で放出されたラドンが日本の東沖で発 達した低気圧の中心から伸びる寒冷前線に沿って流れ 込む様子が捉えられている. 高濃度イベントは、TL95 よりも TL319 が、一定よりも月別フラックスがよく観 測を再現している. この時、大陸からは朝鮮半島経由 と台湾経由でラドンが流出したが、低解像度(TL95) ではそれらが父島付近で合流し見分けがつかなくなっ ていたのに対し、高解像度(TL319)ではそれらの異な る2 つの経路の濃度コントラストが維持されて父島ま で到達していた. また、月別フラックスでは土壌の違 いによる放出量分布やその季節変動が考慮されている ために、輸送経路の違いによる濃度の違いがより現実 的に再現されたものと考えられる.発表では平均的な 日内・月別変動や、経年変化についても報告する.

**謝辞** 観測所での気象庁職員の皆様によるラドン測定 へのご協力に感謝申し上げます.本研究の一部は地球 環境保全等試験研究費により実施している.



図1 父島で観測されたラドン濃度とモデル計算値.

#### 参考文献

- [1] Wada, A., et al., 2010, J. Meteor. Soc. Japan, 88, 123-134.
- [2] Jacob, D., et al., 1997, J. Geophys. Res., 102, 5953-5970.
- [3] Hirao, S., et al., 2010, Jpn. J. Health Phys., 45, 161-171.

#### 飛騨高山森林観測サイトにおける大気中温室効果気体濃度および CO2 安定同位体比の長期観測

村山昌平\*、石戸谷重之、近藤裕昭、山本晋、宇佐美哲之(産総研)、中澤高清、青木周司、森本真司 (東北大)、坪井一寛、松枝秀和、石島健太郎(気象研)、村岡裕由(岐阜大)

#### 1. <u>はじめに</u>

全球規模の温室効果気体 (GHG)の循環において、 陸域生態系の役割は重要である。しかし、大気-陸域 生態系間の収支の変動要因については十分に理解さ れておらず、気候変動に伴う GHG 収支への影響予測 には不確定性が大きい。この問題を解決するためには、 森林等の陸域生態系の影響を強く受けた場所におい て、GHG の大気中濃度および安定同位体比等の系統 的な観測を長期にわたって実施し、それらの変動をバ ックグラウンド観測地の結果と比較してその特徴を 明らかにし、変動要因を解明していくことが有効であ る。しかし、20年以上の長期にわたって陸域生態系の 影響を強く受けた場所において観測が継続されてい る例は少ない。本研究では、1994年から岐阜県高山市 の冷温帯落葉樹林観測サイト(TKY、36°08' N.137°25' E,1420m) において実施しているフラスコサンプリン グ法による大気中 GHG 濃度および CO2 安定同位体比 観測で得られたデータを解析し、バックグラウンド観 測地(南鳥島等)の結果と比較して、変動の特徴を調 べ、変動要因の考察を行ったので、その結果を報告す る。

#### 2. <u>観測・解析方法</u>

観測地の主要樹種は、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、上端でフラックス観 測、林内外の複数高度において CO2濃度および気象要 素等の連続観測が行われている。大気試料は、CO2濃 度連続観測で使用している空気取入口からポンプで 吸引し除湿後、フラスコに充填された。一連の試料採 取は、10 日~1ヶ月毎に行われた。採取された試料は 研究室において、CO2濃度(非分散型赤外分析計)、 CH4濃度(ガスクロマトグラフ)、N2O濃度(ガスクロ マトグラフまたはレーザー分光分析計)、CO2 安定同 位体比(質量分析計)の分析が行われた。

本研究では、時間変動が比較的小さく、当森林の広 域を代表するデータが得られると考えられる、日中、 林冠上で得られたデータについて解析を行った。

#### 3. <u>結果と考察</u>

図1に本研究で得られたGHG濃度およびCO2の安定 同位体比の変動を示す。CO2濃度については、増加率 の変動の振幅が連続観測と比べてやや大きくなって いるが、変動パターンは連続観測と概ね一致してい る。CO2濃度およびδ<sup>13</sup>Cについては、明瞭な季節変 動を示し、両者は逆相関を示している。CH4およびδ <sup>18</sup>Oも季節変動を示すがばらつきが大きく変動パター ンがやや不明瞭になっている。N2O濃度については 明瞭な季節変動が見られない。各GHG濃度は経年増 加を示し、δ<sup>13</sup>CにはCO2濃度と逆相関を示す経年減 少が見られる。δ<sup>18</sup>Oについて数年周期の増減が見られるが、経年増加・減少は見られない。CH4濃度については、1990年代の増加、2000年代前半の安定状態、2007年以降の増加が見られる。

当日の発表では、南鳥島等のバックグラウンド 観測地における変動との比較結果を示すととも に、 $CO_2$ 濃度と $\delta^{13}C$ の変動から推定される炭素収 支の変動についても紹介する予定である。



図 1. TKY サイトの林冠上、日中に得られた a) CO<sub>2</sub>濃度、b) CH<sub>4</sub>濃度、c) N<sub>2</sub>O 濃度、d) CO<sub>2</sub>の  $\delta$ <sup>13</sup>C および d)  $\delta$  <sup>18</sup>O の変動。データへのベストフ ィットカーブおよび長期トレンド、年増加率(各 図の下部)の変動も示されている。CO<sub>2</sub> 濃度につ いては、フラスコサンプリング法(赤線)以外に、 連続観測(青線)の結果も示されている。×は outlier として解析に用いなかったデータを示す。

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、産総研のスタッフ および沢田近子氏にお世話になった。比較に用い た南鳥島の観測では気象庁職員にお世話になっ た。謝意を表したい。本研究はJSPS科研費

(JP18H03365、JP24310017、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。

## 気象庁「二酸化炭素分布情報」改善に向けた 二酸化炭素輸送モデルの開発

\*中村 貴 (気象庁 地球環境・海洋部), 眞木 貴史 (気象研究所)

#### 1. はじめに

気象庁では、温室効果ガスに関する解析と情報発表を 通じて地球温暖化対策に資するため、二酸化炭素輸送モ デル(GSAM-TM)の開発を行っている。このモデルを用い て解析された大気 CO2 濃度の分布「二酸化炭素分布情報」 [1]は、気象庁ホームページで公開されており、学術用途 や温暖化問題の普及啓発などに活用されている。

現在、二酸化炭素輸送モデル(GSAM-TM) は水平解像度 T<sub>L</sub>95(約200km)で運用されているが、この解像度では時 空間スケールの小さな CO<sub>2</sub> 濃度変動を再現することが難 しいという課題があった。この課題の解決のためモデル の水平解像度を $T_L$ 159(約120km)に高解像度化する開発 を進めている。

このほど解像度 T<sub>L</sub>159 のモデルによる解析結果が得ら れたことから、その概要を報告する。

#### 2. 二酸化炭素輸送モデルと 002 濃度解析

二酸化炭素輸送モデル GSAM-TM は、気象庁全球数値予 報モデル JMA-GSM (2008 年 8 月に導入した仕様に準拠) の低解像度版に CO<sub>2</sub>の輸送・拡散過程を組み込んだ 1-way 型オンラインモデルである[2][3]。鉛直層は 60 層で、気 象場は JRA-55 へのナッジング(時定数 24 時間)を行っ ている。

CO2濃度の解析は[4]に基づき、予め用意した CO2吸収・ 放出のパターン群の中から CO2濃度観測値の変動を最も 良く再現する組み合わせを探る手法(以下、逆解析と呼ぶ) を用いている。

CO2濃度の観測値は、WMO 温室効果ガス世界資料センターから取得した月平均値を用いており、解析とモデルに 馴染まない観測値の除外を複数回繰り返し、除外される 観測値がほぼ無くなった時点でのCO2濃度の解析値を「二 酸化炭素分布情報」に用いている。手法の詳細は[5]を参 照願いたい。

#### 3. モデルの高解像度化

高解像度版( $T_1$ 159)と現行( $T_1$ 95)とで逆解析の結果を比較したところ、全球規模の $CO_2$ 収支(逆解析で得た $CO_2$ 吸収・放出パターン群の組み合わせの合計)には陸域(図1)および海域(図略)とも大きな差異は見られなかった。

CO<sub>2</sub> 濃度観測値との比較では、いくつかの地上観測点 (与那国島など)ではモデルの再現性が向上し、解析値と 観測値の差が小さくなった(図2)。与那国島については、 その周辺で高解像度化によってより現実に近い海陸設定 やより適切な CO<sub>2</sub> 放出分布を仮定できるようになったこ とが再現性向上の要因と考えられる。

この高解像度化した二酸化炭素輸送モデルは、「二酸化

炭素分布情報」の解析値作成のために 2020 年春から運用 予定である。

#### 謝辞

この発表は科学研究費助成事業(19K12312)および環境 研究総合推進費(2-1701)の支援を受けた。

#### 参考文献

- [1] 藤田, 2009: 天気, 56, 775-779.
- [2] 中村ほか, 2012: 気象学会春季大会予稿, P128.
- [3] 中村·眞木, 2015: 気象学会秋季大会予稿, D201.
- [4] Baker et al., 2006: doi:10.1029/2004GB002439.
- [5] Maki et al., 2010: TellusB, 62, 797-809.



図1 高解像度版(T<sub>L</sub>159)モデル(■)、および現行(T<sub>L</sub>95)モ デル(■)で解析された陸域 CO<sub>2</sub> 吸排出量(化石燃料消費 を除いた全球積算量)の経年変化。点線(…)はエルニーニ ョ 監視指数(NINO.3)。いずれも 12 か月移動平均の値。



#### 図2 与那国島における月平均 CO2濃度観測値 (点) と CO2 濃度解析値 (細線) (左縦軸、単位[ppm])。上段は高解像 度版(T<sub>L</sub>159)、下段は現行(T<sub>L</sub>95)。バーは解析値-観測値 (右縦軸、単位[ppm])。灰色は除外された観測値。

# レーザー分光法による大気中 N<sub>2</sub>O および CO 濃度連続観測システムの開発と南極・昭和基地における大気観測への応用

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

#### 1. はじめに

代表的な人為起源の温室効果ガスとして、二酸化 炭素(CO<sub>2</sub>)、メタン(CH<sub>4</sub>)、一酸化二窒素(N<sub>2</sub>O)が挙 げられる。このうち N<sub>2</sub>O の大気中濃度は CO<sub>2</sub> の 1000 分の1以下であるが、赤外線吸収効果は CO2 の200倍以上であり、その気候変動への寄与は無視 できない。また、N2O は触媒的に成層圏のオゾン(O3) を分解することから、フロンガス類の排出が規制さ れる現代、オゾン層破壊の主要因となることが危惧 されている。そのため、大気中 N<sub>2</sub>O 濃度変動の実態 を把握し、その変動要因を理解することは重要であ る。一酸化炭素(CO)は一般に温室効果ガスとは考え られていないが、大気中 CO は大気の重要な酸化剤 であるOHラジカルを介してCH4の濃度変動にも密 接に関係しているため、CO 濃度変動の理解は CH4 濃度変動の理解に繋がる。またバイオマス燃焼のト レーサー物質としても有効であり、大気化学的にも 重要な役割がある。

本研究では、大気中  $N_2O$  および CO 濃度の変動を 詳細に把握し、その変動要因を明らかにするため、 大気中  $N_2O$  および CO 濃度連続観測システムを新た に開発した。また、同システムを南極昭和基地に設 置し、2019 年 1 月から連続観測を開始している。 本発表では、開発した観測システムとこれまでに昭 和基地で観測されている  $N_2O \cdot CO$  濃度の変動を紹 介する。

#### 2. 観測システム概要

本研究で開発した観測システムは Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy (OA-ICOS) 方式のレーザー分光分析計(Los Gatos Research 社 製 model N<sub>2</sub>O/CO r23)とガス・ハンドリングシステ ム、システム制御・データ収録系で構成されている。 レーザー分光分析計の主要部は中赤外半導体レーザ 一発振器、光学キャビティと赤外線センサーにより 構成される。レーザー光は被分析大気試料が導入さ れたキャビティ内に照射され、気体中の N<sub>2</sub>O および CO によってその発振波数と各分子数に対応した吸 収を受け、キャビティから一部が透過する。その透 過光強度を赤外線センサーが電圧に変換し、レーザ 一発振波数を対象気体分子(この場合は N<sub>2</sub>O および CO)の吸収帯周辺で掃引することによって、ある波 数区間における連続したスペクトル(波数と吸収率 の関係)を得ることができる。

大気試料はダイヤフラムポンプにより吸引され、 除湿、温度・圧力制御された後に分析計本体に 120cc/min の流量で導入される。分析計の校正のた め、あらかじめ N<sub>2</sub>O および CO 濃度を決定した 2 種類の標準ガス(高濃度および低濃度ガス)の分析が 12時間に一度、出力値のドリフトを補正するために チェックガス (大気レベルの N<sub>2</sub>O および CO 濃度) の分析が 6時間に一度行われ、標準ガスの出力値と 大気サンプルの出力値の比較により大気中の濃度を 決定している。

本システムは、分析計内部の温度およびキャビティ内の圧力をそれぞれ 10<sup>-3</sup> C台、10<sup>-3</sup> Torr 台で精密に制御することにより、大気中の N<sub>2</sub>O および CO 濃度をそれぞれ±0.14、±0.09 ppb(標準偏差)の高精度で計測することを可能にした。

#### 3. 南極・昭和基地における大気観測への応用

南極・昭和基地においては、従来から週に一度大 気採取が行われている。採取された大気試料は 3~ 14 ヶ月後に日本に持ち帰られ、N2O 濃度の測定も 行われてきた。しかし、時間的に不連続なデータし か得られず、試料の長期保存に伴う試料中の濃度変 化の影響も大きいという問題があった。また 2000 年からガスクロマトグラフ (GC)を用いた CO 濃度 の現地連続観測も実施されてきたが、GC の老朽化 のため、観測システムの更新が必要であった。そこ で、本研究で開発したシステムを昭和基地に設置し、 2019 年 1 月 16 日より大気中 N2O および CO 濃度 の連続観測を開始した。

大気試料は、基地活動の影響を受けないよう、基 地の卓越主風向風上側に設置された大気試料取り入 れ口から吸引している。本システムによって得られ た測定データは現地のデータサーバに集積され、ネ ットワークを介して1日に一度国内側サーバーに送 信される。観測開始以降現在まで、ほぼ欠測なく観 測を維持しており、良好な時系列データが得られて いる。発表では、システムの概要と初期解析結果を 紹介する。

謝辞:本研究の一部は、日本南極地域観測隊・モニ タリング研究観測のサポートを受けて実施された。

#### Effect of stone on sand saltation at Tsogt-Ovoo in the northern Gobi Desert

Batjargal Buyantogtokh<sup>1</sup>(Tottori University), Yasunori Kurosaki<sup>2</sup>(Tottori University), Masahide Ishizuka<sup>3</sup>(Kagawa University), Tsuyoshi Sekiyama<sup>4</sup>(Japan Meteorological Agency)

#### 1. Introduction

Current sand and dust storm (SDS) models have many uncertainties especially in the estimation of the dust emission part (Uno et al., 2006) because the dust emission is related to many parameters such as wind, soil moisture, soil texture, soil freeze, soil salinization, snow cover, vegetation and non-erodible elements (Kurosaki et al., 2011). The presence of non-erodible elements strongly affects on wind erosion in natural situations, but current SDS models don't include sufficiently their effects in their both scheme and data. The stone is one of the non-erodible elements, and it affects the erosion amount in two ways: Firstly, its coverage protects the surface from wind erosion (coverage effect); secondly, they consume a part of the wind momentum (shear stress partitioning). But a parameterization of stone effect has not been developed because a measurement of stone's geometrical fractional area has been unavailable for a wide area. We focuse on an effect of stone on sand saltation, which can be a trigger of dust emission, and we examined it by observation and model simulation.

#### 2. Observation Site and Method

A SDS, which happened in the Tsogt-Ovoo, Mongolia that located in the north part of Gobi Desert, in spring 2018 was used to study simulating a 0-dimensional sand saltation model with the effect of stone which is measured using an image analysis method. We conducted a measurement stone coverage, sand saltation count and anemometer at 7 sites in Tsogt-Ovoo, Mongolia locating in northern part of the Gobi Desert during 31 April – 05 May 2018. We installed sand saltation counter (ud-101, Chuo Kosoku Ltd.) at 0.1 m height and anemometer (S-WSA-M003, Onset Company) at 1.7 m height at each sites. We also conducted measurements of wind direction and sand saltation amount, but we don't show their results in the abstract. For a model simulation of sand saltation, we used a box-model (0dimensional model), which was extracted from dust emission scheme (Shao 2004) in WRF-Chem Ver. 3.7.

#### 3. Results and Discussion

The comparison of the threshold friction velocity between observation and model simulation including stone effect at Main site (SC=24.6%) and Sub14B (SC=17.6%) are similar. The simulated threshold friction velocity is improved with stone at the sites.

According to the sites Sub18A (SC=76.9%) and Sub18C (SC=50.6%) which located at Mountains, through the observation of sand saltation, the threshold friction velocity cannot be obtained because there are no sand saltation at the sites. Also in model simulation, the threshold friction velocity didn't exceed the threshold friction velocity. But the threshold friction velocity was very different at Sub14A (SC=2.03%) and Sub18D (SC=6.04%). We have a hypothesis that the difference is caused by the suppression of sand saltation by standing dead leaf and soil crust for the sites, though we don't have quantitative data about them yet. However, the stone effect on simulation threshold friction velocity works very well at the stony place (without dead leaf and crust) compare with observation, the analysis of the horizontal sand flux by observation data is needed for the comparison with model result. A large difference of threshold friction velocity and horizontal sand flux were found the result of Sub18A, Sub18C, and Main site, Sub Sub14B when estimated by sand saltation model with and without stone. The reason for the difference in threshold friction velocity is the shear stress partitioning effect of the stone. The difference in sand horizontal flux is the coverage effect.



Figure 1. Simulated friction velocity (x-axis), simulated total horizontal sand flux (left axis) (shown by blue dots) at sites which without SC effect (SC=0%) and observed sand saltation counts (right axis) (shown by orange dots) at sites which different SC.

#### References

Kurosaki et al. (2011) Geophysical Research Letters, 38(11), 1–6. https://doi.org/10.1029/2011GL047494.

Uno et al. (2006). Journal of Geophysical Research Atmospheres, 111(12). https://doi.org/10.1029/2005JD006575.

### エアロゾル鉱物粒子への揮発性有機化合物の 吸着・反応過程のその場分光観測

\*森本芳 (大阪大学大学院理学研究科), 中嶋悟 (大阪大学大学院理学研究科)

#### 1. はじめに

大気中には様々なエアロゾルが浮遊しており、吸着 や化学反応によって生成された2次微粒子が存在する。 揮発性有機化合物には人間の健康への悪影響が懸念さ れているものが多く存在するが、それらはエアロゾル 粒子に吸着し、その後何らかの反応を起こしている可 能性がある。しかしながら、どのような揮発性有機化 合物がどのようなエアロゾル粒子に吸着し、反応する のかは良くわかっていない。そこで、エアロゾル粒子 に、どのような揮発性有機物が吸着し反応するかを実 験的に検証する必要がある。

#### 2. 試料と実験方法

まず揮発性有機物として、実験室で有害物質を使用 することはできないため、アロマオイルを用いること とした。モノテルペン類のリモネンを主成分とするオ レンジスイートというアロマオイルを用いた。鉱物粒 子としては、土壌などに広く存在し、表面に様々な物 質を吸着する性質を持つ水酸化鉄(ゲーサイト)を選 んだ。

水酸化鉄粒子をアルミ箔上にのせ小さな金属容器内 に入れ、気化させたアロマオイルを流量調節しながら 金属容器の中に流入させた。そして、水酸化鉄に揮発 性有機物が吸着しその後反応する過程を、顕微赤外分 光計下で赤外スペクトルを観測することで追跡した。 上記容器をペルチェ式温調ステージ上で、25℃、22℃、 20℃に制御し、8時間追跡した。

#### 3. 結果と考察

赤外吸収スペクトルにおいて、様々な吸収帯の時間 変化が見られた (20℃での時間ゼロからの差スペクト ル:図1)。その中で、2875 cm<sup>-1</sup>付近の CH<sub>2</sub>のピーク が増加した(図2)。また、1060 cm<sup>-1</sup>付近のピークも増加 した(図2)。これは C-O 結合によると思われ、リモネン やリナロールなどにはないため、新たに生成した可能 性がある。

1590, 1425, 1340 cm<sup>-1</sup>付近に、時間経過とともに新た な吸収帯が増加した(Fig.2)。これらの吸収帯の帰属はま だ確定していないが、COO<sup>-</sup> などの官能基が生成した 可能性がある。



図1 オレンジスイートからの揮発性有機化合物 (リモネン等)の水酸化鉄(ゲーサイト)への吸着・ 反応過程の赤外吸収スペクトルの変化(時間ゼロから の差スペクトル)(20℃)



図2 図1 における各吸収帯ピーク高さの時間変化 (20℃)

リモネンは大気環境中で OH ラジカル、オゾン(0<sub>3</sub>) な どによって酸化されることが知られており、特に OH ラ ジカルによる酸化によるリモネンの寿命は50 分程度と 報告されている[1]。本実験では同程度の時間スケール で,水酸化鉄(ゲーサイト)上で酸化が進行した可能 性が示唆されるので、今後詳細に検討していきたい。

#### 参考文献

#### Tani, A., Mochizuki, T. (2016) *Journal of Japan* Society of Atmospheric Environment, **51**, A51-A56.

### エーロゾルデータ同化に向けた GCOM-C SGLI エーロゾル プロダクトの検証

\*田中泰宙 (気象研究所), 弓本桂也 (九大応力研), 吉田真由美 (JAXA EORC), 村上浩 (JAXA EORC), 永尾隆 (東大 AORI),

#### 1. はじめに

2017 年 12 月 23 日に打ち上げられた気候変動観測衛 星 GCOM-C 衛星 (しきさい) は, 長期間にわたる地球 の環境変動観測を目的とした衛星である. GCOM-C 搭 載の多波長光学放射計 (Second generation Global Imager; SGLI) は近紫外から熱赤外までの19の観測波長帯をも ち,また偏光・多方向・近紫外観測といった特徴的な機 能を有している. SGLI によって得られるデータは, 雲・ エーロゾル・海色・植生・雪氷など,気候変動予測モデ ルの精度向上に資する他, 黄砂の飛来や漁場予測・赤潮 発生状況の把握など、様々な応用にも期待されている.

気象庁では GCOM-C SGLI によるエーロゾルプロダ クトを黄砂や植生火災の煙等の監視と全球エーロゾル 予測のデータ同化へ利用することを計画している. 衛 星プロダクトをデータ同化に用いるためには、データ の品質管理が重要となる.本発表では GCOM-C SGLI によるエーロゾルプロダクト ver.1 の検証結果を示す.

#### 2. エーロゾルリトリーバル

SGLI 標準非偏光エーロゾルプロダクトではエーロ ゾル光学的厚さ (AOT), オングストローム指数および 陸上での単一散乱アルベドを導出している. このリト リーバル手法は JAXA 地球観測研究センター (EORC) によるひまわり 8 号エーロゾルプロダクトに 用いられているアルゴリズム[1] と基本的に同じであ る. JAXAEORC, 九大応力研と気象研究所では、この アルゴリズムを, GCOM-C やひまわり8号等次世代静 止気象衛星, GOSAT, GOSAT-2 他の様々な衛星センサ に応用し、全球を対象とした統合的エーロゾルプロダ クトの作成を目標としている.

また SGLI の偏光観測による AOT は小粒子のエーロ ゾルにのみ感度があり, 地表面反射率の誤差を受けに くい、エーロゾル光吸収の影響を受けにくい等の特長 がある.これを非偏光 AOT と組み合わせることで、よ り精度の高いエーロゾル監視およびデータ同化への応 用が期待できる.

#### エーロゾルデータ同化

気象庁・気象研究所では、JAXAEORC との共同研究 の元で SGLI エーロゾルプロダクトを用いた全球エー ロゾル同化予測システムの開発を進めている.予測モ デルには全球エーロゾルモデル MASINGAR, データ同 化システムには二次元変分法 (2D-Var) データ同化シ ステム[2]を用いる.

図1は2019年7月5日の極東ロシア・東アジアの AOT 観測を示している. SGLI ではシベリアの森林火 災による煙をよくとらえている. 煙の AOT の値は MODIS より若干低めに出ている. 大会ではより詳細な 検証・データ品質管理の進捗状況や,データ同化の初期 的結果について報告する予定である.

#### 謝辞

本研究は JAXA 地球観測研究公募課題 (ER2GCN213) および科研費基盤 B (16H02946)の支援を受けた. 参考文献

[1] Yoshida, M., et al., J. Meteorol. Soc. of Jpn., 2018. [2] Yumimoto, K., et al., Geosci. Model Dev., 2017.

MODIS C6.1 L2 MxD04 AOT550: 2019-07-05 SGLI ARPL AOT500: 2019-07-05



(a) SGLI AOT (500 nm) (b) SGLI Polarization AOT (500 nm) (c) MODIS C6.1 L2 AOT (550 nm) 図 1. (a) SGLI, (b) SGLI 偏光観測, (c) MODIS (Terra + Aqua) による 2019 年 7 月 5 日の AOT 観測の比較

大会第4日 午後

### 太平洋地域の Atmospheric River と対流圏上層ジェットの 蛇行との関係

\*金子 航, 高薮 縁, 辻 宏樹 (東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

低緯度側から高緯度側に向かって Atmospheric River (AR) と呼ばれる細長く大規模な水蒸気輸送が各地域で みられる。太平洋地域においては、AR によってアメリカ西 海岸で大雨がもたらされるほか、日本周辺でも「平成 30 年 7 月豪雨」をはじめとした豪雨を伴うことがある。AR はジェ ット気流やそのトラフに沿って形成されるものが多く、統計 的な研究からも東アジアや北西太平洋の夏にジェットの南 側で比湿や降水が多いことがわかっている[1][2]。

また、北半球の亜熱帯ジェット気流の蛇行度を調査した ところ、夏は太平洋西~中部で特に大きく冬は太平洋東 部で比較的大きくなるという結果が得られている[3]。

本研究では、AR を抽出してジェット気流やその蛇行との 関連性を調査し、降水特性の理解へとつなげていく。

#### 2. 解析手法

先行研究[4]を参考に AR を特定し抽出するアルゴリズ ムを作成した。データは JRA55 の 2009 年-2018 年の6 時 間毎の可降水量(PW)を用い、PW の気候値からの偏差、 長軸の長さ、長軸と幅の比、重心緯度(20 度より高緯度)に ついて閾値を定め、条件を満たすものを AR とした。10 年 間で抽出された AR は全球で 118,742 個、そのうち北太平 洋地域(北半球110E-100W)では27,279 個、南太平洋地域 (南半球 120E-75W)では 28,724 個抽出された。

また、350K、320K 等温位面の渦位(JRA55)をそれぞれ 亜熱帯ジェット気流、寒帯前線ジェット気流の目安として用 い、AR との関連性を調べた。

#### 3. 結果と考察

抽出された AR が各格子点を覆っている期間の割合(被 覆率)を季節ごとに算出した(図 1)。太平洋地域に着目する と、北半球の夏は 350K 面渦位の標準偏差が大きい、すな わち亜熱帯ジェットの蛇行の大きい領域の低緯度側で被 覆率が大きく、亜熱帯ジェットのトラフが熱帯域の水蒸気を 高緯度側へ引き上げる効果が示唆される。北半球の冬で は、320K 面渦位の標準偏差が大きい領域に沿って被覆 率が大きく、温帯低気圧に伴う AR の形成が推測される。 また、北東太平洋の亜熱帯域(10-30N)では夏よりも冬に AR 被覆率が大きくなる(図 2)。これは北東太平洋では冬 でも亜熱帯ジェットの蛇行が大きいため、そのトラフに伴っ た AR が形成されていると考えられる。南半球では夏に亜 熱帯ジェットの蛇行域の低緯度側で AR が多くなる点は北 半球と同様であるが、その他は振る舞いが異なるところも 多く、さらなる解析が必要である。



図1 AR 被覆率(%)および 350K(黒実線)、320K 面(青破線)における渦位の標準偏差(PVU)。細線は 1.0, 1.5PVU、 太線は 2.0PVU。上:6-8 月(#29309)、下:12-2 月(#29550)。



図2 図1のAR 被覆率のJJA-DJF 偏差。赤色はJJAの、 青色はDJFの方が多い領域。

#### 4. 今後の展望

ここでは抽出した AR の地域的な分布と季節的なふるま いについて調査したものを報告した。今後は抽出した AR それぞれについて詳細に調査し、ジェット気流と AR の関 係や AR での雨域の降水特性を調べていく予定である。

#### 参考文献

- [1] Horinouchi, T., 2014, J. Meteor. Soc. Japan, 92, 519-541.
- [2] Yokoyama, C., et al., 2017, J. Climate, 30, 8127-8147,
- [3]金子, 高薮, 2018, 日本気象学会 2018 年度秋季大会, p399
- [4] Guan, B., and Waliser, D. E., 2015, J. Geophys. Res. Atmos., 120, 12514–12535

### 2014 年 8 月広島豪雨の解析で示された Atmospheric river と切離低気圧の相互作用に伴う降水強化の一般性

\*辻 宏樹・高薮 縁 (東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

2014年8月20日未明、広島で豪雨が発生し大きな被害が生じた。Hirota et al. (2016, MWR)はこの豪雨事例について解析し、Atmospheric River (AR)に伴う中上層の加湿化と、上層の切離低気圧(cut-off low, COL)に伴う力学的上昇流誘起効果と不安定化が、広島で豪雨をもたらした降水強化に寄与していたことを示した。

しかし、日本域での豪雨の解析は主に下層の現 象に着目されることが多く、Hirota et al が指摘 するような AR と COL の相互作用に伴う降水強 化が一般的に起こるかは明らかでない。辻・高薮 (2017 年秋季大会)では、広島豪雨のような AR と COL の存在下における降水強化を統計的に調査 し、統計解析の結果と広島での降水強化との類似 性を示した。今回は、準地衡強制(Q ベクトル発散) の分布を用いて、統計解析の結果が力学的にも広 島豪雨時と類似していることを示す。詳細は Tsuji and Takayabu (2019, MWR)を参照されたい。

#### 2. 使用データ

COL の定義に用いる 350 K 等温位面渦位(PV) と AR の定義に用いる可降水量は JRA55 の 6 時 間データ(1.25°×1.25°)を用いた。降水データは GSMaP RNL Gauge V6(0.1°×0.1°)を用いた。 解析は 2000 年から 2013 年の 5 月から 10 月を対 象とし、0°N から 60°N, 100°E から 160°W の範 囲で行った。

#### 3. AR と COL の抽出と分類

AR は可降水量の気候値からの偏差が 10 mm 以上の領域として、COL は 350 K 面渦位の 2 PVU(1 PVU=10<sup>-6</sup> K m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>)等値線で囲まれた 領域として定義する。抽出された COL は、COL 中心と AR の間の経緯度によって ARclose(5°—12.5°)とAR-distant(12.5°—20°)に分類 する。AR-close には 136 事例、AR-distant には 119 事例の COL が分類される。

#### 4. 結果

図 1 左は AR close と AR distant の降水の差 を、AR close における PV と可降水量のコンポジ ットとともに示している。AR close の降水は、AR distant と比較して、AR に伴う可降水量偏差の最 大値(AR の軸)よりも北側(図 1 左の長い四角)と、 AR の軸の南側で COL の北西側(図 1 左の短い四 角)で強化されている。COL 中心に相対的な AR や COL 北西側の降水強化の位置は、2014 年 8 月 の広島豪雨時のもの(図 1 右)とよく対応する。

この対応は水平分布だけに限らず、鉛直断面で も確認できる。AR close と広島事例の両方におい て、降水強化域での AR に伴う深い湿潤な層や、



AR-closeの可降水量偏差(黒コンター)と350 K面渦位(緑コンター)のコンボジット。(右)広島豪雨時の降水量(虹色)、350 K面渦位(赤一青)、可降水量偏差(赤コ ンター)。矢印は(右)COL中心に相対的な広島豪雨の位置と(左)広島の位置を示す。

COL に伴う不安定な成層が確認できる。

両者の類似性を力学的に裏付けるため、準地衡 強制(Q ベクトル発散)の分布も調査した。その結 果、AR close と広島事例では COL の北西側で上 昇流強制が、AR distant では下降流強制となって いた。また、AR close と広島事例では、降水強化 域の中下層で上昇流強制域が COL 側に張り出す 構造を持っていた(図 2)。



COLの北西側は通常、準地衡下降流強制域だが、 AR が近くに存在すると、AR に伴う暖気移流が COLの北東側からの寒気移流を打ち消す。これに よって、温度移流のラプラシアンと関係する準地 衡下降流強制が弱まり、COLの接近に伴う力学的 上昇流誘起や不安定の効果を出やすくする。AR に伴い中上層の加湿化された状況下で上昇流が 誘起されることによって、COL 北西側で降水が強 化される。

#### 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(2-1904)、JSPS 科研費(15H02132)、JAXA 降 水ミッション、水と気候の大規模データ解析研究拠 点、の支援を受けて実施された。

参考文献

- Hirota, N., Y. N. Takayabu, M. Kato, and S. Arakane, 2016: Roles of an atmospheric river and a cutoff low in the extreme precipitation event in Hiroshima on 19 August 2014. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 1145–1160
- Tsuji, H., and Y. N. Takayabu, 2019: Precipitation enhancement via the interplay between atmospheric rivers and cutoff lows. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 2451–2466

#### 1982年7月に観測された梅雨・メイユ前線の雲・降水帯

二宫洸三 (無所属, knino@cd.wakwak.com)

#### 1. 目的

中国から北西太平洋の広域にわたる 梅雨・メ イユ前線の雲・降水帯の全体像を観測データによ って調べる。

#### 2. 月平均で見られる雲・降水帯

第1図は月平均 C<sub>H</sub>分布図である。C<sub>H</sub>は静止衛 星赤外放射観測から得られた 400 hPa より高い 雲の雲量である。雲帯はチベット高原東縁から北 西太平洋に伸びる多雲量帯として認められる。 それはインド西風季節風帯の多雲量域から分離 して存在している。

第2図は月降水量分布図である。降水帯はチベット高原東縁から本州に伸びる多降水帯として 認められる。この降水帯は西風季節風帯の多降水 域から分離して存在している。この降水帯の中の 降水分布は一様ではなく、~115E および~130E に非常に大きな降水量が観測されている。

#### 3. 雲・降水帯内の時間的変動の特徴

雲・降水帯内の C<sub>H</sub>の時間的変動には大規模(~5 日周期)と中規模(~2 日周期)が見られる。中規 模変動は中国東部-日本西部で卓越し、大規模変 動は雲・降水帯の北側部分と北西太平洋で大きい (図は省略)。

日降水量の時間的変動を第3図に示す。インド 季節風域の大きな月降水量は数日間連続する強 雨によりもたらされるが、梅雨・メイユの降水は 特定の日の強雨のよってもたらされる。特に日本 の降水帯では中規模の変動が大きい。

#### 4. 雲・降水帯の環境場

第4図は~115E, ~130E, 140E子午線に沿う幾 つかの気象変数の緯度分布である(*MST=h/c<sub>p</sub>*: *h* は湿潤スタテックエナジー)。雲・降水帯の環境 場は中国、西日本、東日本で大きく異なる。

広域の環境場は ERA40 等を用いて調べた(図 は省略)。雲・降水帯は亜熱帯ジェットの南側、 太平洋亜熱帯高気圧の北西縁で維持されている。 ポラーフロントは大陸上では北偏し、北西太平洋 では梅雨前線帯に近接している。インド季節風西 風流と太平洋貿易風東風は南シナ海上で合流・収 束して梅雨・メイユ前線帯に向かう南西風に転じ、 高温・湿潤気塊を移送して前線帯と降水を維持し ている。

#### 第1図







#### 第3図



#### 第4図



### 水平解像度 2km の雲解像モデルによる 2019 年九州豪雨の再現実験

\*金田幸恵<sup>1),2)</sup>·坪木和久<sup>1)</sup>

1)名古屋大学宇宙地球環境研究所、2)気象研究所

#### 1. はじめに

暖候期の東アジア域では、梅雨前線に伴ってしばし ば活発な降水イベントが発生し大きな災害につながる。 平成30年7月豪雨に続き、2019年も6月末から7月頭 まで九州付近に停滞した梅雨前線により、九州中南部 を中心に記録的な大雨に見舞われた。このような大雨 事例のカギは、流入する水蒸気とそれらがいかに効率 よく雨水に変換されて地上にもたらされるかである。 本研究では、水平解像度2kmの雲解像モデルを用いて、 暖候期の大雨事例に対する水蒸気の3次元的な供給と 降水形成過程の果たす役割を明らかにする。

#### 2. 使用モデルと手法

名古屋大学気象学研究室では、2012 年から水平解像 度 2km の雲解像モデル CReSS で、日本の南海上から北 海道まで広く覆う領域で日々の再現実験を行っている (表1)。特筆すべきは、積雲パラメタリゼーションを

用いず、かつ、海洋1次元スラブモデルで海上風によ る海面水温低下の効果を考慮している点である。初期 値・境界値には、気象庁 GSMjp 及び mgdsst を用い、 毎日 2100UTC 開始の 36 時間 run を実施している。

#### 3. 結果と議論

図1に CReSS による6月30日~7月3日までの日 降水量の水平分布を地表付近の水蒸気混合比・水平風 と合わせて示す。6月30日から7月3日にかけて太平 洋高気圧が徐々に西に張り出す中で、6月30日に熊本 など九州中部西側でみられた日雨量100-300mmの雨域 や、7月1日九州中南部西岸の日雨量300mmの大雨分 布がよく再現されている。

期間中、九州の南海上から水蒸気混合比 21gkg 近い 湿潤な空気が流入していた(図1)。図2に、九州の南 及び西海上から流入する水蒸気フラックスの時間変化 をそれぞれのピーク高度について示す。図より、特に 午前中に多量の水蒸気が流入していることがわかる。

九州で大雨をもたらした降水システムの3次元構造 及び、これら南風や西風等で流入する水蒸気フラック スの寄与を CReSS の結果を用いて調査する。また、流 入する水蒸気量に対する降水効率を見積もることで、 大雨の発生機構を明らかにする。 表1 モデル仕様と実験設定。

	モデル設定
格子数	$1170 \times 1400 \times 35$
分解能	水平 : 2km, 鉛直 : 最下層 100m
モデル領域	123.5 ° E-149.5 ° E, 21 ° N-46.5 ° N
	モデル top:約17km
積雲スキーム	用いない
雲微物理	Simple 2-moment 3-ice bulk
初期値・境界値	大気:GSMjp(0.25°×0.20°)
	海面水温:mgdsst(ともに0.25°)
海面水温の扱い	1次元スラブモデル
計算時間	毎日 21UTC 開始(36 時間 run)
6язон	7月1日 .



図1 CReSS で再現された6月30日~7月3日の日雨量。地 表付近の水蒸気混合比(実線)。



図2 九州に南から(左列:高度 50m, 北緯 30度, 東経 129度 - 東経 131度で平均)及び西から(右列:高度 1.8km, 北緯 31 度-北緯 33度で平均)から流入する水蒸気 fluxの時間変化。 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 ムの支援及び住友財団の助成を受けた。

### 平成 30 年 7 月豪雨期間中に高知で観測された線状降水帯の解析

\*西井章 (高知大学院理), 佐々浩司 (高知大学理工学部門)Akira Nishii, Koji Sassa (Kochi University)

#### 1. はじめに

平成30年7月豪雨では、高知県において豪雨期間中の総降水量が最大1852.5 mm(魚梁瀬)と全国最多になった他、県内の内陸部を中心に大雨となった<sup>(1)</sup>。期間中は主に3つの総観場毎に異なる降水システムが観測された。その内最後のステージである停滞前線に伴う大雨が最も顕著であり、複数の線状降水帯が観測された<sup>(2)</sup>。本研究では豪雨期間中に観測された線状降水帯について、主に気象庁室戸レーダーと本学のXバンドMPレーダーネットワークによるDual-Doppler 解析を行い、その気流構造を調べた。

#### 2.7月6日に県中部で形成された線状降水帯

ここでは7月6日15:00~7日3:00にかけて高知県中 部で形成された線状降水帯について述べる。本事例は 梅雨前線に伴い形成された線状降水帯の中では最長の 約12時間持続し、最大で約450mmの累積降水量をも たらした(図1)。気象庁室戸レーダーと本学須崎レーダ ーによる Dual-Doppler 解析により、下層 1km (図 2 a)で はセルの発生要因を示唆する線状降水帯南端において 南西風の減速に伴う収束と須崎市からの気流収束が認 められた。さらに線に沿った収束が 50dBZ 以上の強エ コー域のあたりまで認められ、線状降水帯の南半分は 発達期のセルにより構成されていたことがわかった。 高度2km(図2b)においては、ほぼ全域にわたって線状 降水帯の走向と同じ南西風が認められたが、これより 上層では徐々に風向が西向きへとシフトしていく様子 が見られた。この南西風は線状降水帯を構成する各セ ルの移動速度とほぼ同じ北東に約20m/sであり、高度 2~3 km の気流が線状降水帯の走向に寄与していたこ とが示唆された。同じ傾向は近くの高知ウィンドプロ ファイラデータにも見られた。(図省略)

#### 謝辞

本研究は一部総務省 SCOPE (165009001)の委託を受けるととも に、文部科学省科研費 18K19951 の支援を受けて進められた。 参考文献

(1)気象庁, 2018, https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/r eport/2018/20180713/jyun\_sokuji20180628-0708.pdf

(2)西井・佐々, 2018, 日本気象学会関西支部例会講演予稿集,145, 9-12.



図1 全国合成レーダーGPV による7月5日3:00~6日15:00の累積降水量。赤枠は図2の範囲を表す。



(b)高度 2 km

DUAL Reflectivity [dBZ] and Wind [m/s] Z=2km 2018/07/06 21:54 JST



図2 7月6日21:54 JST における線状降水帯の(a)高 度1km, (b)高度2kmのDual-Doppler 解析結果。シ ェードは反射強度,矢印は風ベクトルを表す。

### 線状降水帯を構成する対流セルと降水量の関係性 \*関康タ・坪木和久(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

#### 1. はじめに

近年、日本の暖候期には線状降水帯によって大雨がしばし ば発生し、大きな被害がもたらされている。この線状降水帯 は MCSs (Mesoscale Convective Systems)の一つとして、線形ま たは楕円形で、数時間連続的にほぼ同じ場所で大雨を発生さ れることが特徴である[1]。この線状降水帯の発生要因や構造 に関する研究は行われているが、線状降水帯を構成する対流 セルについて、下層から入る水蒸気量と降水量の関係性につ いては未解明な点が多い。そのため、本研究では 2018 年 7 月 に岐阜県で発生した線状降水帯事例をモデルで再現し、線状 降水帯を構成する対流セルの下層から入る水蒸気量と降水量 の関係を調査した。

#### 2. 事例

2018 年7月6日から7月7日にかけて岐阜県で大雨が発生 し、岐阜県北部に位置するひるがの AMeDAS (36.01N, 136.893E)では623.5 mmが記録された (6日:350 mm,7日:273.5 mm)。この期間中、1時間以上激しい雨 (30 mm h<sup>-1</sup>以上)が降っ た期間が3回 (HR1:6日15時~20時, HR2:7日9時~11 時、HR3:16時~19時)で、ひるがの AMeDAS の近くに位置 するながたき AMeDAS (35.923N, 136.832E)でもこのような豪 雨が観測された。これらのうち、HR1とHR2 が線状降水帯に よる降水で、特に HR2 は気象庁のレーダからバックビルディ ングの特徴がみられた。

#### 3. 研究方法

本研究では線状降水帯を構成する対流セルの解析のため、 HR2 事例について 雲解像モデル、CReSS[2]を用いて再現実 験 (CTL)を行った。また、線状降水帯の対流セルの下層から 入る水蒸気量と降水量の関係を調査するため、CTL の線状降 水帯の降水量積算最大値の中心の周辺 10 km以内を通過する 対流セルを数え、それらの降水量を調査した。また、降水効 率の定義式 (3.1)を用いて線状降水帯を構成する対流セルの 中で、大雨をもたらした対流セルの降水効率を算出した。

$$\eta_{h} = \frac{\int_{cell\_end\_time}^{cell\_end\_time} \rho_{h} qr_{h} \left(-\overline{V_{qr_{h}}} + w_{h}\right) dt}{\int_{cell\_end\_time}^{cell\_end\_time} \rho_{h} qv_{h} w_{h} dt}$$
(3.1)

ここで、ある高さhに対して $\eta_h$ は降水効率、 $\rho_h$ は空気密度、 $qr_h$ は雨水混合比、 $\overline{V_{qr_h}}$ は雨滴の落下速度、 $w_h$ は鉛直速度、 $qv_h$ は水蒸気混合比である。本研究では高度hを標高 2 kmで、対

流セルを中心として周辺 10 kmの平均鉛直水蒸気 Flux の計算 では上昇気流領域を平均した。また平均降水量は高度 2 kmで 30 dBZ 以上の領域を平均して降水効率を算出した。

#### 4. 結果

CTL 結果を用いて通過した線状降水帯の対流セルを数えた 結果、ほぼ1時間あたりで4~5個の対流セルが降水量積算最 大値の周辺を通過した。それに比べて降水量は時間によって 変動した(9時~10時: 55.7 mm, 10時~11時:14.9 mm)。ま た、大雨をもたらした対流セル(最大10分間20mmh<sup>-1</sup>)の降水 効率は56.6%で、大雨が発生した9時から10時の期間では下 層から対流セルへ多量の水蒸気の流入が続いた(図1)。

#### 5. まとめ

本研究では線状降水帯を構成する降水セルと降水量の関係 性を調査するため、雲解像モデルを用いて 2018 年 7 月岐阜県 北部で発生した線状降水帯を再現し、その線状降水帯を構成 する対流セルと降水量の関係性について調査した。その結果、 構成する対流セルは区域を通過する数よりセルの強度によっ て降水量が決まることを分かった。また、大雨をもたらした 線状降水帯の対流セルの降水効率は 56.6%で、線状降水帯を 構成する対流セルの下層から入る水蒸気は半分以上が降水に 変換されていることが分かった。



図 1 CTL の線状降水帯を構成する対流セルの降水効率の時 間変化

#### 参考文献

[1] 気象庁, https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/youg

o\_hp/kousui.html, (2019/7 閲覧)

[2] Tsuboki K. and A. Sakakibara, 2002, in High Performance Computing, Springer, New York, 243–259.

# 3次元雲解像モデルによる放射対流平衡下における 降水システムの自己組織化について

\*畔野 貴弘<sup>1</sup>, Hoang-Hai Bui<sup>2</sup>, 余田 成男<sup>1</sup> <sup>1</sup>京都大学大学院理学研究科,<sup>2</sup>ベルゲン大学

#### 1. はじめに

放射対流平衡下において降水システムの組織化や 水平風の QBO 的振動が起こることは, Held *et al.* (1993) で初めて報告された. Wing *et al.* (2018) によ り RCEMIP (Radiative-Convective Equilibrium Model Inter-comparison Project) が提唱され, 現在は放射対 流平衡に関する相互比較実験の枠組みが統一されつ つある.

しかし,既存の実験例のほとんどは,成層圏を十 分に解像した設定であるとは言えない. Bui et al. (2019)のように,成層圏を十分に取り入れた設定で 実験を行うことは諸現象の深い理解に役立つと考え られる.

本研究では,鉛直領域を十分確保した設定で長期 間にわたって実験を行い,降水システムの組織化や 平衡状態に達したあとの降水システムの内部変動に ついて,および成層圏変動がそれらに与える影響に ついて調査した.

#### 2. 実験設定

モデルは WRF (Weather Research and Forecast) Ver. 3.9.1.1 を利用した.水平領域は 100 km×100 km,格 子間隔は 1 km とした.鉛直領域は 40 km とし,ほ ぼ等間隔になるように 201 層をとった.上端から 5 km は重力波を減衰させるダンピング層である.雲微 物理スキームには WSM6 を,長波放射・短波放射ス キームには RRTMG を,境界層スキームには YSU を 用いた.SST は 27℃で一定である.太陽放射は日変 化や季節変化を取り除き,常に一定になるようにし た.また,系の回転を取り除いている.

#### 3. 結果

本実験設定では, Bretherton *et al.* (2005) に見られ るような顕著な組織化は確認できなかった.

図1は、領域平均した東西風、南北風の時間高度 断面図である.空間3次元の場合、領域平均した水 平風の QBO 的振動は、螺旋状のホドグラフの回転 として特徴づけられる.この QBO 的振動は、領域の 形状や大きさによらず起こることが確認された.

図 2 は,水平風の鉛直シアーと,領域平均した 1 時間降水量の時間変化である.1 時間降水量には, 前後あわせて 30 日間の中央値と四分位数を重ねて 描いてある.平衡状態に達したあとも,降水量には 大小の変動があり,それが圏界面付近の鉛直シアー の QBO 的振動と対応しているように見られる.

発表では,鉛直シアーと平均降水量,および降水 システムの空間構造の関係について,より詳細な統 計解析を紹介する予定である.





図 2. (a) 水平風の鉛直シアーの時間変化. コンター は, 0.0 から 1.0 まで 0.1 間隔, 1.0 から 5.0 ま で 1.0 間隔. (b) 領域平均した 1 時間降水量の 時間変化. 白い実線は中央値, 白い破線は四分 位数.

#### 参考文献

Held, et al., 1993. J. Atmos. Sci., 50(23), 3909–3927.
Bretherton, et al., 2005. J. Atmos. Sci., 62(12), 4273–4292.
Wing, et al., 2018. Geosci. Model Dev., 11, 793–813.
Bui, et al., 2019. SOLA, 15, 62–67.

### 複数の雲レーダーを用いた夏季積乱雲発達初期の高時間分解能観測

\*大東忠保・前坂 剛・鈴木真一・出世ゆかり・櫻井南海子(防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

夏季、強い日射によって大気が不安定化し、大規模 な擾乱を伴わない積乱雲が頻繁に発生して、しばしば 降水強度の大きな降水がもたらされる。このような夏 季の積乱雲は、これまでの観測網では十分に前触れが 検知されないまま発生・発達することが多い。発達の 有無を早期に知るために、防災科研では降水粒子より も小さな粒子に感度のある Ka 帯の雲レーダーを関東 地方に設置し観測を実施している。これまでの観測方 法では、非常に大きいと想像される積乱雲発達初期の 時間変動を十分に明らかにすることができていない。 そこで、今回は複数の雲レーダーの走査を組み合わせ ることによって積乱雲の発達初期を高時間分解能で観 測することを試みた。

#### 2. 観測

防災科研が所有する5台のKa帯走査型雲レーダー (観測範囲 30km) のうち、東京都大田区、西東京市、 千葉県松戸市に設置した3台を用いて2018年8月に 観測を実施した。レーダーの主な諸元は岩波ら(2015、 春季大会)にまとめられている。1分間隔で三次元デー タを得るために、110°分のみの方位角を観測するセク ターPPI 走査を用いた。弱い反射強度域を十分な精度 で観測するため比較的遅いアンテナ回転速度(2rpm) としたために、各レーダーは1分間で4仰角のみしか 観測しかできず鉛直方向の分解能が粗くなる。そこで、 各レーダーの走査範囲を観測範囲が重複している東京 都心方向に集中させ、ある地点の上空において複数レ ーダーの観測による多数のビームが存在するようにし て1分間隔の観測を実現させた。なお、今回は西東京 市のレーダーの感度が十分でなかったため、大田と松 戸のレーダーデータのみを解析に使用した。

#### 3. 結果

図1に東京都東部を含む南北約50km、東西40kmの面積におけるXRAINの1分おきの降水強度の最大値を示す。1448LSTに検知された降水は最大降水強度1.1mmh<sup>-1</sup>までしか達せずに、やや南東方向に移動しすぐに衰退した。ほぼ同じ場所で1508LSTに検知された降水は1523LSTには64.1mmh<sup>-1</sup>まで発達した。その後、いったん衰退するものの1535LSTすぎから再度最大降水強度は増大した。雲レーダーではそれぞれの降水は1436、1457LSTに検知できており前者は12分、後者は11分早く検知できていた。また、XRAINで検知された時点における雲レーダーのレーダー反射強度を比較すると、発達した後者の方が大きく、エコー面積も大きかった。

図2に各レーダーの1分間の複数の仰角で得られた 反射強度のうち最大のものを水平面に投影したものを 示す。いずれも雲レーダーで検知されてから、XRAIN で地上付近の最大の降水強度となる間の時間を示す。 強い降水強度をもたらしたエコー(右1513LST)の方 が、反射強度が強いのはもちろんであるが面積も大き い。両者とも内部に大きさ数 km 程度のピークをもつ 構造が存在するが、その数も発達したエコーの方が多い。図には示されないが、発達したエコーでは本体の エコーに近接して新たなエコー域が生じ、それが合流 することも起こっていた。1535LST 以降の面積内最大 降水強度の増大はこのことが原因である。

雲レーダーの観測から一つの対流雲の内部には、水 平スケール数 km の複数の上昇流ピークが存在するこ とがわかる。この上昇流がエコーの縁に存在する場合、 雲外の乾燥空気が上昇流に取り込まれるために発達が 阻害される。しかしながら、一定以上の面積をもち、 上昇流がエコーの縁から離れる場合、発達は阻害され ずらくなる。近接してエコーが発達し合流する場合も 同様である。これらのことから、積乱雲が発達する場 合は、一定以上の水平スケールをもち、上昇流のエン トレインメントが低く抑えられる必要がある。

今後は、各反射強度ピークが三次元的にどのように 発達するかについて詳しく調べる。

**謝辞**: 本研究は JSPS 科研費 18K03742、および SIP 第2期「国家リジリエンス(防災・減災)の強化」(テ ーマ V)から補助を受けています。



**図1** 2018年8月3日1400~1630LSTの、XRAIN の1分値による一定面積中(139.44°-139.9°E、 35.48°-35.93°N)の最大の降水強度(mm h<sup>-1</sup>)。



**図 2** 水平面に投影した雲レーダーの最大レーダー 反射強度(dBZ)。(左)1447LST、(右)1513LST。 Ka帯レーダーでは40dBZ程度以上のレーダー反射 強度はほとんど観測されない。

# GPM搭載2周波レーダーを用いた対流性降水の融解層検出手法

小林 隆久、野村光春、杉本聡一郎、平口博丸(電力中央研究所)、 足立アホロ、南雲 信宏(気象庁)

《序》 レーダー観測では、融解層に伴うレーダー 反射因子(Ze)の増大、ブライトバンド(BB)が 良く見られる。しかし、BBを伴わない融解層も 多くある。対流性降水や融解層上部での雪(氷)粒 子の密度が大きい場合などではBBが明瞭に現れ ない。融解層の検出は、降水微物理過程の研究と 共にレーダーによる正確な降水強度推定にも重 要である。対象が雨や雪・氷などの固体降水に より降水強度推定アルゴリズムが異なるためで ある。ブライトバンドが現れない融解層の検出に はZeの変化のみでは困難なためより多くの情報が 必要となる。偏波レーダーではZdrやKdp等が得ら れるためこれらの偏波パラメータから降水タイプ 判別が成されている。別のアプローチとして考え られるのが降水の減衰を利用するものである。融 解層とその上下では降水タイプが異なり、降水減 衰特性も大きく異なるため、減衰特性の高度変化 が分かれば融解層を検出できると考えられる。筆 者らは、Global Precipitation Mission (GPM)搭 載2周波レーダー(DPR)や偏波レーダーによる降水 減衰特性のrange variationから降水タイプを推 定する手法を開発してきた(第1図)。ここでは、2 周波レーダーにより減衰特性を推定し、融解層を 検出する手法を報告する。

#### 《検証》

GPM搭載2周波レーダーはKa帯およびKu帯で観測 を行っている。2つの周波数におけるZeの比、 Differential Frequency Ratio (DFR)を利用して 降水減衰のrange変化を推定する。第2図はGPMが 2018年7月四国で観測したZe(Ka), Ze(Ku)、DFRの高 度分布でBBがある場合を示す。Ze同様に、DFRでも ピークが観測されており、上層でunrimed snowを 示唆また融解層(横線)が推定できる。第3図はBB がない場合で、高度5km付近からZeが増加しており この高度が融解の開始と考えられるが明確な融解 層は推定できない。DFRはピークが見られずこのプ ロファイルは、氷粒と雨の混在やrimed snowの融 解と考えられる。この場合の降水減衰相対値の高 度分布推定値を第4図に示す。高度5kmから増加が 始まり融解の開始を、2.5kmで減衰減少が小さくな っており融解が終了したことを示唆している。潮 岬ゾンデ観測では気温0度C高度は5kmと融解層上 部と一致している。



第1図 降水減衰のrange変化と降水タイプの模式図



第2図 GPMが観測したZe(Ka), Ze(Ku), DFRの高度分布。



第3図 GPMが観測したZe(Ka), Ze(Ku), DFRの高度分布。



第4図 DFRから推定した減衰高度分布。

### GPM/DPR で得られた全球規模での雨滴粒径と降水特性の関係

\*山地萌果<sup>1)2)</sup>,高橋洋<sup>2)</sup>,久保田拓志<sup>1)</sup>,沖理子<sup>1)</sup>,濱田篤<sup>3)</sup>,高薮縁<sup>3)</sup> <sup>1)</sup>JAXA/EORC,<sup>2)</sup>首都大学東京都市環境,<sup>3)</sup>東大大気海洋研

#### 1. はじめに

降水を特徴付けるものの 1 つとして雨滴粒径分布 (DSD) が挙げられる。先行研究により、DSD は地域や 降水強度、対流層状などの降水タイプによっても異な ることが示されている<sup>[1][2]</sup>。さらに DSD は、レーダ観測 データから得られたレーダ反射因子(Z)から降雨強度 (R) に変換する際の両者の関係性を左右するため、リ モートセンシングの観点においても重要な要素の 1 つ であるが、その理解はまだ乏しい。

最近の研究では、複数地点の観測値を統合して用い ることで、降水特性に対する DSD の特徴も統計的に調 べられている<sup>[3]</sup>が、地上観測が得られる領域は限られ る。地上観測に加えて、全球スケールの DSD の観測手 段として、衛星搭載降水レーダによる観測が有効な手 段としてあげられる。熱帯降雨観測衛星 TRMM に搭載さ れた降雨レーダ PR では、初めて宇宙からレーダによる 降雨観測が実現され、熱帯の DSD に関する研究が行わ れてきた<sup>[4,5]</sup>。TRMM/PR は 2014 年 10 月に後期運用を終 了したが、2014年2月に打上げられた全球降水観測計 画 (GPM) 主衛星搭載二周波降水レーダ (DPR) により 衛星降水レーダ観測が継続されている。GPM/DPR は、 TRMM/PRと比較して、次の通り2つのアドバンテージが ある;①Ku帯降水レーダとKa帯降水レーダの二周波レ ーダによる観測によりTRMMの一周波観測と比べて降水 推定精度の改善が期待できること、②観測領域を TRM の35度から65度に拡張し、中高緯度を含む全球規模 で衛星降水レーダによる観測が利用可能となったこと。

本研究では、大規模スケールの DSD と降水システム の関係性を調べることを目的とし、GPM/DPR による二周 波観測によって得られた 4 年分のデータを用いて統計 的な解析を行った。さらに卓越する降水システムの季 節変動に着目して、DSD の変化と GPM/DPR から得られる 降水頂高度や層状性比などの降水物理量と、環境場と の対応を調べた。

#### 2. 解析結果

GPM/DPR V5 L2 プロダクト<sup>[6]</sup>として公開されている 2014年6月から2018年5月までの平均雨滴粒径Dm[mm] から算出した、全球における Dm の 6-8 月(JJA)および 12-2 月(DJF)の平均値を図 1 に示す。熱帯における Dm の分布や季節変動の特徴は TRMM/PR を用いた解析結果 <sup>[5]</sup>と整合的であり、TRMM ではみられなかった中緯度で の季節変動も明瞭にみられた。



図1 GPM/DPR によって得られた雨滴粒径[mm]の3か月平均値 (2014-2018). クラッタの影響をうけない地表付近の高度を対 象とし、降雪や融解層と判別されたピクセルは除外している.

JJAとDJFの差の有意検定の結果、両者の平均値は、 熱帯や中緯度などのいくつかの領域において、99%の有 意水準で有意に変動していることが示された一方で、 対応する降水強度は、有意な変動がみられなかった。 降水頂高度や層状性比などは、DSDの変動と対応して季 節的に変化しており、季節によって卓越する降水シス テムが異なることが雨滴粒径の変化と関連していると 推察できる。この点に着目して北西太平洋の領域に焦 点を当てて考察を進めた結果、中緯度亜熱帯ともに夏 季は組織化した降水システムが卓越している一方で、 冬季になると、亜熱帯では亜熱帯高圧帯の下、浅い降 水システムが卓越して夏季より雨滴が小さくなり、中 緯度では温帯低気圧性の降水システムの卓越によって 夏季より雨滴が大きくなっていると考えられる。

#### 参考文献

Bringi, V. N., et al. 2003, *J. Atmos. Sci.*, **60**(2), 354-365.
 Kozu, T., et al. 2006, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 195-209.
 Dolan, B. et al. 2018, *J. Atmos. Sci.*, **75**(5), 1453-1476.
 Iguchi, T., et al. 2000, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2038-2052.
 Kozu, T., et al. 2009, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 53-66.
 Iguchi, T., et al. 2010, GPM/DPR L2 ATBD.

### 超水滴法を用いた雄大積雲の ラージ・エディ・シミュレーション

\*松嶋俊樹<sup>1</sup>, 西澤誠也<sup>1</sup>, 島伸一郎<sup>2,1</sup>, Grabowski, W.<sup>3</sup>(1: R-CCS, 2: 兵庫県立大, 3: NCAR)

#### 1. はじめに

雲粒が雨滴まで成長するためには、衝突併合による 成長が支配的になる水滴の半径20-30 µm になるまで 凝結成長によって成長する必要がある.雨の開始は粒 径分布がその範囲と重なるタイミングによって決まる ため,1モーメントバルク法や2モーメントバルク法 では独立変数として考慮されていない粒径分布のスペ クトル幅が重要になり得る.精緻な雲微物理法である ビン法では粒径分布を陽に表現することができるが、 数値粘性によって粒径分布が偽に広がる可能性があり [1]、粒径分布のスペクトル幅を決める物理へ言及する ためには避けるのが良いかもしれない.近年,実水滴 をいくつかまとめた超粒子である超水滴を導入し、そ の時間発展をラグランジュ的に解く超水滴法 [2]と呼 ばれる手法が開発された. この手法の利点の一つは粒 径分布が数値粘性の影響を受けないことである. しか し超水滴法を用いた過去の研究 [3]では、スペクトル幅 は観測に対して過少評価する傾向があった. そのため 他の事例でも調査が必要であった.本研究では、断熱 的にパーセルが持ち上げられたときに得られる狭い粒 径分布に比べて, エントレインメントによる影響で粒 径分布が広がると考えられる, SCMS (Small Cumulus Microphysical Study) で観測された孤立的な雄大積雲 を対象とした数値実験 [4]を行い, 航空機観測 [5]との 比較を行う.

#### 2. 数值実験

数値実験は SCALE-RM (r-ccs-climate.riken.jp/scale/) を用いて行った.計算領域は水平10km×10km,鉛直 8kmとして解像度は一様に25mとした.プロファイル は先行研究 [4]と同じく孤立的な雄大積雲が観測され た地点の近くで取得されたものを用いた.ランダムな 温位・水蒸気擾乱を初期値として水平一様な顕熱・潜 熱フラックスを与えた一時間のスピンアップを行い, その後計算領域の中央を中心とするガウシアン型のフ ラックスに切り替えて一時間の数値積分を行った.

#### 3. 結果

図1に雲水数密度, 雲水量, Martin (1994) [6]によっ て定義された粒径分布の分散性を示す k 値の頻度分布 のスナップショットを示した. k 値は粒径分布が mono disperse であれば k=1, 粒径分布が水滴の半径が小さい 方に広がると k<1 となる. それぞれの時刻は, 雲の発 達フェーズ, 雲頂が最大高度に達したフェーズ, 雲の 崩壊フェーズの一例である. 雲が最大高度に達したフ ェーズ以降では, 航空機観測によって得られた雲水数 密度, 雲水量, kの平均値に対して高度 3500 m 付近で はよく整合している.



図1 雲水数密度 (NC), 雲水量 (LWC), k値の各高 度における頻度分布のスナップショット. NC とkの図 中の黒の点線は観測による平均値と平均値±標準偏差 値を示す. LWC の図中のピンク実線は観測による推定 値を示す. 白線は数値実験で得られた値の平均値を示 す.

#### 参考文献

- [1] Morrison, H., et al., 2018, J. Atmos. Sci., 51, 1823-1842.
- [2] Shima, S., 2009, Q. J. Meteorol. Soc., 135, 1307-1320.
- [3] Arabas, S. and Shima, S., 2013, J. Atmos. Sci., 70, 2768-2777.
- [4] Lasher-trapp, S. G., et al., 2001, J. Atmos. Sci., 58, 3545-3562.
- [5] Brenguier, J., et al., 2011, Atmospheric Chem. Phys., 11, 9771-9786.
- [6] Martin, G., 1994, J. Atmos. Sci., 51, 1823-1842.

### A462

Wei-Chen KUO (MRI), Masataka MURAKAMI (ISEE, Nagoya University; MRI), Takuya TAJIRI (MRI), Narihiro ORIKASA (MRI), and Katsuya YAMASHITA (NIED)

Hygroscopic flares (HFs) have been used as seeding materials in several rainfall enhancement projects for the past two decades so that it is important to realize the hygroscopicity ( $\kappa$ ) of aerosol particles produced from HFs to evaluate the possible seeding efficiency. Tajiri et al. (2018) reported that experiments using Cloud Condensation Nuclei Counter (CCNC) showed the hygroscopicity of 0.1~0.2 for HF particles smaller than 0.1µm, being considerably smaller than the constituting pure component (CaCl<sub>2</sub> ( $\kappa$ =0.48) and KCl ( $\kappa$ =0.99)). Since the measurable supersaturation range of CCNC is from 0.1% to 2.0 %, it is impossible to directly obtain the hygroscopicity of particles having hygroscopicities of 0.1 or greater and diameters of 0.3 µm or larger using the widely-used method (Koehler et al. 2007). 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).

Droplet Size Distributions (DSDs) activated from size-selected dry aerosol particles, which are measured by CCNC Optical Particle Counter (OPC), are regarded as the true solutions. DSDs activated and grown in CCNC are simulated by the parcel model with dry aerosol particle size distributions and supersaturation ratios with respect to water (SSw) in CCNC corresponding to those in CCNC measurements. In new methods, hygroscopicity values of sample aerosol particles are determined by adjusting them so as to match the parameters (mode size of DSD, largest droplet size, number ratio of droplets larger and smaller than a given size, etc.) derived from measured and simulated DSDs.

First, the reproducibility of DSD simulated by the parcel model was investigated by comparing the parcel model simulations with the CCNC measurements, taking sodium chloride and ammonium sulfate as sample aerosol particles. The simulated DSD tended to overestimate the mode size and underestimated the width as compared with CCNC measurements. This might be attributed to the non-uniform profiles of SSw and aerosol particle number concentration in the sample air flow in actual CCNC measurements. To solve this problem, the cylindrical sample air flow was divided into several co-axial sections with the same radial distance. Droplet activation and subsequent growth in CCNC were simulated for each section and DSDs simulated for several sample air flow sections were summed up, which showed better agreement of DSDs between the numerical simulations and measurements.

An accuracy of the new methods to estimate the hygroscopicity of large and hygroscopic aerosol particles and the estimated hygroscopicity of large particles produced from Ice Crystal Engineering (ICE) 70% potassium perchlorate-containing flares will be presented at the meeting.

#### References

Chen, J.-P., and D. Lamb, 1994: J. Atmos. Sci., 51, 2613–2630.
Koehler et al., 2007: J. Geophys. Res., 112, D12210.
Tajiri et al., 2018: 2018 Autumn Meeting of Japan Meteor. Soc.
Yamashita et al., 2011: J. Meteor. Soc. Japan, 89, 581–587.

### 内部混合したサブミクロン粒子の吸湿度と雲粒生成

\*田尻拓也・郭威鎮・折笠成宏・財前祐二 (気象研),

村上正隆 (名大宇地研)

#### 1. はじめに

内部混合粒子の吸湿度計測を通じて、その適切な表 現手法を検討している.純物質や化合物のように化学 組成が既知であり、サイズに依らず一定の吸湿度( $\kappa$ ) を持つ粒子とは異なり、内部混合粒子の $\kappa$ 値は一意に 決まるとは限らない. $\kappa$ 値が0.1を超えるような粒子は、 100~200nm サイズであっても過飽和度 0.1~0.3%の環 境下で雲核(CCN)として活性化する.より低過飽和 での活性化し、実大気中でも優位な CCN として働くと 推測される 200nm 超の粒子の臨界過飽和度測定には困 難さがある.使用する CCN 計(DMT 社)は、過飽和 度 0.2%以上の設定では、安定したデータ取得が可能で あるが、より低過飽和度の制御では信頼性が下がる. サブミクロン粒子の分級は、400~500nm 程度まで技術 的に可能だが、このレンジの粒子を効率良く発生させ ることは難しく、低濃度でしか供給できない.

これら吸湿度測定の課題を克服するため,UAE研究 プロジェクト「乾燥・半乾燥地域における降水強化に 関する先端的研究」の室内実験で取り扱っているフレ アー粒子を用いて、内部混合したサブミクロン粒子か らの雲粒生成について解析を進めた.

#### 2. 吸湿度計測

吸湿性フレアーと Hybrid フレアーを相互比較することでサブミクロン粒子の CCN 能について調べる.

乾燥粒径分布について、互いのモード径は 140~ 170nm と、ほぼ同様な分布を有していた(図1).電子 顕微鏡による化学組成分析から、双方とも吸湿性物質 として KCl( $\kappa$ =0.99) と CaCl<sub>2</sub>( $\kappa$ =0.48) を含んでい た.吸湿度計測から、吸湿性フレアーは KCl に近く、 Hybrid フレアーの吸湿度は CaCl<sub>2</sub>に近い値を示した(図 2).ただし、サブミクロン粒子では、CaCl<sub>2</sub> が多く確 認されており、過飽和度 0.1%以下についても、これら の値を外挿して適用可能か議論が必要である.

#### 3. **雲核計 OPC による雲粒粒径計測**

CCN 計測から取得した OPC データを解析すること により,サブミクロン粒子の雲粒生成への様子を調べ た. OPC は,雲粒サイズを 0.75~10µm まで計測できる. 図3は,DMA で分級した 160nm のフレアー粒子を, 過飽和度 0.1%で CCN 活性した際に計測した雲粒粒径 分布である. モード径は, 共におよそ 2µm であり, 3µm では吸湿性フレアーが若干多いものの, 顕著な違いは 見られなかった.

#### 4. 今後の予定

より大きなサイズに分級したフレアー粒子からの雲 粒生成について解析を進め、硫酸アンモニウムや海塩 などのκ値が既知な粒子との比較から、κ値のサイズ 依存性を同定する.また、知見を詳細雲物理モデルに 取り込み、雲粒生成に関する比較検証を促進したい.



福田 純也<sup>1</sup>、山口 宗彦<sup>2</sup>

(1:気象庁予報部予報課アジア太平洋気象防災センター、2:気象庁気象研究所応用気象研究部)

#### 1. はじめに

気象庁は、台風の進路予報において、予報の信頼 度に関する情報を「予報円」という形で発表してい る。予報円は、台風の中心が70%の確率で入ると 予想される範囲で、実際に事後検証を行うとおよそ 70%の確率で台風の中心が円の中に存在している (Fukuda 2018 など)。

予報円の半径は、過去の予報誤差に基づいて予め 統計的に計算された値が用いられている。これまで、 3日先予報までは台風の進行方向及び速度毎に、 4,5日先予報はそれに加えて気象庁全球アンサンブ ル予報による予報のばらつき具合から評価した信頼 度毎に計算・適用されていた。したがって、3日先 予報までは、台風周辺の環境場等に応じて大きく変 わり得る予報の信頼度を的確に表現できていなかっ た。また、3日先予報の前後で予報円半径の決定手 法が異なるため、予報円の大きさが不連続に変化す

る場合があった。 気象庁気象研究所では、世界気象機関(WMO)世界 天気研究計画(WWRP)の研究プロジェクトのもと、 複数のアンサンブル予報を用いた台風予報の高度化

について研究を行ってきた(Yamaguchi et al. 2012, 2014, 2015 など)。また、気象庁では、台風委員会 のプロジェクトのもと、研究成果の活用による台風 現業予報の高度化を目的として、複数のアンサンブ ル予報の利用に向けた検討を進めてきた。

このような背景の中、複数のアンサンブル予報を 用いて、5 日先まで一貫した手法で決定した予報円 の有効性の検証を行った。

#### 2. 使用データと手法

使用データは、気象庁、欧州中期予報センター (ECMWF)、米国環境予測センター(NCEP)、英国気 <sup>2日先</sup> 発局(UKMO)の4機関の全球アンサンブル予報によ る台風進路予測データである。進路予測の検証には、 気象庁のベストトラックを使用した。検証の期間は、 2016 年から 2018 年の3 年間である。

予報円の有効性を確認する観点として、平均半径 44株 が小さいこと、半径と発表予報誤差の相関が良いこ との2点を用いた。これらにより、従来よりもメリ ハリのある防災対応が可能となる効果が期待される。 検証対象とする手法は、従来の3日先までの予報で 用いられていた手法(台風の進行方向と速度で区分)、 従来の4,5日先予報で部分的に用いられていたよう な各機関のアンサンブル予報を利用した単独アンサ

ンブル手法(予報の信頼度で区分)、各機関のアン サンブル予報を様々に組合せた複数のアンサンブル 予報を用いた複数アンサンブル手法(予報の信頼度 で区分)の3つである。

#### 3. 結果

図は、3 手法(単独、複数アンサンブル手法はそれ ぞれ気象庁、全4機関の組合せを利用)における2 日先、4 日先予報の予報円半径と発表予報誤差の相 関を示し、平均半径と相関係数も付記している。3 手 法において、平均半径はそれほど変わらないが、相 関係数は概ね従来の手法、単独、複数アンサンブル 手法の順に良くなっており、複数アンサンブル手法 の有効性が確認できる。

また、複数アンサンブル手法の中で、アンサンブ ル予報の組合せ、信頼度の区分の数や信頼度毎の事 例数の割合等を様々に変化させた結果、最も有効な 手法は、4 機関全てのアンサンブルを利用し、信頼 度区分の数は3つ、事例数の割合は40,40,20%であ ることを確認した。

#### 4. 台風現業予報への反映

気象庁では、複数のアンサンブル予報を用いた予 報円の有効性が確認できたことから、この手法を 2019年6月から採用した。これらの一連の研究開発 活動は、研究の成果を現業予報へと反映させ、実社 会に貢献するという Research to Operation (R20) を実現した1つの成功事例であると言える。



図 従来の手法(左)、単独アンサンブル手法(中)、複 数アンサンブル手法(右)における2日先(上段)、4日 先予報の予報円半径(縦軸)と気象庁の発表予報誤差(横 軸)の相関。各図に平均半径と相関係数を付記。

# 台風進路予報における予報楕円

\*川端康弘,山口宗彦 (気象研究所)

#### 1. はじめに

気象庁は北西太平洋にある台風に対して進路予報を 実施しており、1982年6月から予報円方式で予報の信 頼度に関する情報を提供している.予報円は、台風の 中心が70%(1997年6月までは60%)の確率で入ると 予想される範囲である.予報円の大きさは統計的な手 法で決定されていたが、2009年に台風アンサンブル予 報が現業化され、進路予報の予報期間が3日先から5 日先に延長されると同時に、4日、5日先の予報円の半 径はアンサンブル予報のスプレッド(各メンバーのば らつき具合)から決定されるようになった[1].さらに、 2019年の台風シーズンからは、気象庁だけでなく海外 の数値予報センターのアンサンブル予報も使用して、5 日先まで一貫した手法で予報円の大きさを決定するよ うになった[2].

複数アンサンブルを用いた調査では予報誤差とスプ レッドの相関関係は、統計手法、及び単独アンサンブ ルよりも改善したが、予報円半径の平均的な大きさ、 すなわち予報円の面積はほとんど変わらなかった.そ こで本研究では、複数アンサンブルを用いて台風の予 測範囲を楕円にした場合に、円と比較して面積がどの 程度減少するか調査した.

#### 2. 解析データ

台風進路予報データは、気象庁 (JMA),欧州中期予 報センター (ECMWF),米国環境予測センター (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から作成した.検証の期間は2016 年から2018年である.

#### 3. 結果

図1は進路予報の例であり, 左図は2017年台風第22 号,右図は2018年台風第28号である.72時間予報に おいて予報円と予報楕円を示している.予報楕円は, 追跡されているアンサンブルメンバーの70%が含まれ る最も面積の小さい楕円で定義される.図1(左)では, 台風の進行方向に伸びた楕円となっており,一方,図 1(右)では,進行方向に対して直交方向に伸びた楕円と なっている.予報円と比較して楕円で表現した場合, 予測範囲の面積はそれぞれ80%,65%小さくなってい た.図1のようにアンサンブル予報のばらつきには, 進行方向に広がる場合と,それに直交方向に広がる場 合の特徴を持った事例がある.

全事例において、予報円と楕円について面積を比較 したところ、どの予報時間においても楕円の方が面積 が平均的に約30%減少することがわかった.予報時間 が先になるほど面積の減少傾向が大きく、120時間予報 では面積比(楕円/円)が66%であった. 予報楕円の特徴を把握するために,更にアンサンブ ル予報のスプレッドについて調べた.図2に72時間予 報におけるアンサンブル平均の位置を示す.カラーは 台風の進行方向のスプレッド (AT)と,それに直交方 向のスプレッド (CT)の比の大きさであり,上図は AT/CT が2以上,下図は CT/AT が2以上である. AT/CT≧2の方が事例数が多い特徴を持っており,予報 楕円を考えた場合には進行方向に伸びた形状となる. 特に,日本に近づいた時にはこの傾向が顕著である.

台風進路予報の不確実性を楕円で表現することによ り,防災上留意すべき領域をより的確に示すことがで きる可能性がある.



図1: 台風の予測位置 (24,48,72 時間予報) と72 時間予報の予 報円 (黒色) と楕円 (赤色). (左) 2017 年台風第 22 号, スプ レッド比 AT/CT=8.1,(右) 2018 年台風第 28 号, CT/AT=4.0.



図 2: 72 時間予報におけるアンサンブル平均の台風中心位置. カラーは進行方向のスプレッド (AT) とそれに直行方向の スプレッド (CT) の比. (上) AT/CT≧2, (下) CT/AT≧2.

#### 参考文献

[1] Yamaguchi et al., 2009, Monthly Weather Review, 137, 2592-2604.

[2] Fukuda and Yamaguchi, 2019, RSMC Tokyo - Typhoon Center Technical Review, 21, 1-19. 全球 7km 非静力学および 20km 静力学モデルによる台風進路予測誤差の要因の調査 \*中川 雅之, 吉村 裕正, 和田 章義(気象研究所)

#### <u>1. はじめに</u>

気象庁気象研究所は海洋研究開発機構 (JAMSTEC) と連携し、JAMSTEC 地球シミュレータ 特別推進課題・公募課題で与えられた計算資源を利用 して水平解像度約 7km の非静力学全球モデル (DFSM (気象研究所), NICAM (JAMSTEC/AORI/AICS), MSSG (JAMSTEC) の3つ)による台風予測実験(TYMIP)を実施してき た[1]. 一方, 気象庁は「2030 年に向けた数値予報技 術開発重点計画」において,長期的に台風の3日先の 進路予測誤差を現在の1日先の誤差(約100km)程 度にまで改善することを目標としている[2]. この目標を 達成するためには数値予報システムの総合的な改善が 必要であり、中でも積雲対流をはじめとする数値予報モ デル物理過程の改良は重要な課題の一つとなっている. TYMIP では、3 つのモデルによる感度実験から物理 過程の改良に向けた知見を得ることを目指している.

台風の進路を決める要素は様々であり、モデルを改 良した時に台風進路予測の変化と改良内容を結びつ けることは一般に困難である. [1]は水平解像度約 7km の 3 つのモデルによる台風進路予測誤差が約 20km の気象庁現業数値予報モデル (GSM) のものより小さ かったことを示したものの、その原因の究明が課題とな っていた.本研究では、[3]の手法に基づき、まず DFSMとGSMによる予測誤差の要因を調査する.

#### 2. 調査の概要

本研究では[1]の実験データを使用した. DFSM は, 2014年3月当時のGSMをベースに,二重フーリエ級 数展開を用いて高速化するとともに非静力学化したモ デルであり,物理過程はGSMと共通となっている. 初 期値には気象庁全球解析値を用い 120 時間予報を行 った. 詳細は[1]を参照されたい.

調査の手法は[3]に基づき,予測値と参照値それぞ



図 1. 2013 年 10 月 3 日 00UTC 初期時刻の台風第 23 号の DFSM (赤)・GSM による予測(青), ベストトラック(黒).

れについて、台風周辺の適当な半径・深さで平均した 環境場の風から、台風の移動速度と最もよく一致する風 を「最適な指向流」とする.また対応する半径や深さを 用いて、移動速度の予測誤差の要因を環境風・半径・ 深さに分解する.ただし実装は[4]を基にした.参照値と しては対応する時刻の予測初期値および RSMC Tokyo-Typhoon Center によるベストトラックを使用した.

#### <u>3. 結果</u>

図1に2013年10月3日00UTCを初期時刻とす る台風第23号の進路予測と解析(ベストトラック)を示 す.モデルはいずれも解析より台風を南寄りに予測した ものの, DFSMの方が誤差が小さかった.

表1に24時間予測における台風移動速度の予測 誤差と各項の寄与(北向き成分),対応する最適な半径 と上端を示す.このときの参照値における最適な半径と 上端はそれぞれ500km,200hPaであった.DFSMの 方が北向き速度の負バイアスが小さいこと,環境風の改 善が寄与していることがわかる.またDFSMは最適な 上端が低すぎるものの,これに伴う誤差が進路予測誤 差を緩和する方向に寄与している.さらに,いずれの予 測誤差においても無視できない大きさの残差があり,各 項の計算誤差に加え,非断熱加熱の非対称性などここ で示した以外の要因が寄与している可能性がある.

今後は各項の詳細な検討を行い,他の事例で調査 を進めるとともに,他のモデルの予測結果について同様 の調査を行うことを検討する.

#### 参考文献

- Nakano, M., et. al., 2017, *Geosci. Model Dev.*, **10**, 1363-1381.
- [2] 気 象 庁 , https://www.jma.go.jp/jma/press/1810/04b/nwp\_strategic\_pl pl\_towards\_2030\_181004.html (2019/7 閲覧)
- [3] Galarneau, T. J. and C. A. Davis, 2013, Mon. Wea. Rev., 141, 405–430.
- [4] Miller, W. and D. Zhang, 2019, Mon. Wea. Rev., 147, 2231– 2259.

表 1. FT=24 における台風第 23 号の台風移動速度の予測誤差 と各項の寄与[m/s], 最適な半径[km]と上端(850hPa を下 端とする)[hPa]. 速度は南北成分(北向きが正).

	DFSM	$\operatorname{GSM}$
北向き速度の誤差	-1.16	-1.67
環境風の寄与	-1.02	-1.26
半径の寄与	-0.07	-0.04
深さの寄与	0.24	-0.03
最適な半径	400	700
最適な上端	400	350

### T-PARCIIのドロップゾンデ観測と気象庁全球予測システムを用いた 台風 Trami (2018)を対象とする観測システム実験

山口宗彦<sup>1</sup>, 石橋俊之<sup>1</sup>, 中澤哲夫<sup>1</sup>, 伊藤耕介<sup>1,2</sup>, 山田広幸<sup>2</sup>, 大東忠保<sup>3</sup>, 清水健作<sup>4</sup>, 長浜則夫<sup>4</sup>, 久保田尚之<sup>5</sup>, 高橋幸弘<sup>5</sup>, 加藤雅也<sup>6</sup>, 金田幸恵<sup>6</sup>, 吉岡真由美<sup>6</sup>, 篠田太郎<sup>6</sup>, 高橋暢宏<sup>6</sup>, 坪木和久<sup>6</sup> (1: 気象研、2: 琉球大、3: 防災研、4: 明星電気、5: 北海道大、6: 名古屋大)

#### 1. はじめに

台風観測プロジェクト、T-PARCII のもと、2018 年9月25-28日の4日間、それぞれ06UTC(日本時 間15時)頃に、台風Trami(2018)を対象としてド ロップゾンデ観測を実施した。

本調査では、ドロップゾンデ観測の台風数値予測 へのインパクトを調査するために、気象庁全球予測 モデル(TL959L100、水平解像度約 20km)、4 次元変 分法(TL319L100、水平解像度約 60km)を用いて観測 システム実験(Observing System Experiment; OSE)を実施した。

#### 2. 手法

気象研究所数値解析予報実験システム(MRI-NAPEX, H014 バージョン)を用いた。現業の数値予報で使用 されている台風ボーガスと呼ばれる台風周辺の疑似 観測、9月27日00UTC頃に実施された台湾の航空機 によるドロップゾンデ観測(DOTSTAR)、そして T-PARCIIのドロップゾンデ観測の同化の有無に応じ て、表1の通り4つの実験を行った。

表 1. 本調査で実施し	、た	4通	Ŋ	の実験
--------------	----	----	---	-----

	T-PARCII	DOTSTAR	TYBOGUS
CTL	No	No	No
Bogus	No	Yes	Yes
T-PARCII	Yes	Yes	No
ALL	Yes	Yes	Yes

実験の期間は、2018年9月25日から28日の4日 間で、6時間ごとにデータ同化を実施し、それぞれ の初期時刻から120時間予報を行った(全16事例 の予測実験)。各ドロップゾンデ観測に対して、地 上気圧、及び指定面における東西風、南北風、気温、 相対湿度を同化した。ドロップゾンデ観測の観測誤 差は、ラジオゾンデと同じ値を使用した。この設定 は気象庁現業の4次元変分法と同じである。

#### 3. 結果

図1は、OSEの結果で、進路予報誤差の検証である。台風ボーガス、ドロップゾンデ観測を同化しないCTL実験に対して、T-PARCIIの観測データを同化すると進路予報誤差が減少し、例えば72時間予

報では、CTL 実験の誤差が 232km であるのに対し、 T-PARCII 実験の誤差は 218km であった。



図 1. 各実験の進路予報誤差。横軸は予報時間(時間)、縦 軸は進路予報誤差(km)、検証の事例数は 0, 24, 48, 72 時 間予報でそれぞれ 16, 16, 12 である。

図2上は、9月25日00UTC初期時刻の進路予報で ある。この初期時刻では4つのどの実験でもTrami の北上が予測できていない。一方で、海外の数値予 測モデルでは北上が予測されていた。図2下は、同 初期時刻の気象庁とECMWFの台風の接線風の軸対称 成分の半径(台風中心からの距離)-高度断面である。 図が示す通り、気象庁の台風構造は背が低い。これ が原因で北に位置するトラフと相互作用が出来ず、 北上出来なかったと予想される。



図 2. (上)4 つの実験(左)と海外気象局(右)の進路予測 (下)気象庁(左)と ECMWF(右)の接線風(m/s)の軸対 称成分の R-Z 断面。

#### NHM を用いた台風 Chanthu (2016)の進路予報大外し事例の研究

比嘉未雅,伊藤耕介(琉大院・理)

#### 1.はじめに

気象庁による台風進路の予報精度は改善傾向にあ るが,誤差が非常に大きい大外し事例が依然として 存在する。近年,メソ気象モデルの利用で大外しが大 幅に改善する事例があることが報告されており (Yamada et al., 2016),他の事例でも改善傾向がみ られるのかを調べることは重要である。本研究では, 2012-2016年の5年間で気象庁の発表予報誤差と気 象庁ベストラックの誤差が最も大きかった5つの初 期時刻(同じ台風については1つの初期時刻のみ選 択)について,気象庁非静力学モデル NHM(Saito, 2012)を用いた再予報実験を行い,大きな変化がみら れた事例について,その背景を明らかにする。

#### 2. 実験設定

NHM を用いた再予報実験には,計算領域の格子点数 を501×501×25 層,水平格子点間隔を20km,積分時 間を72時間とし,数値積分間隔は1分とした。また, 初期値・境界値には GSM に基づく 0.5 度間隔のデー タを与え,対流パラメタリゼーションスキームには Kain-Fritsch(KF)スキームを用いた。

#### 3. 結果

大外し事例として選択した 5 つの事例全てで,発 表予報誤差よりも,NHM による予報誤差が小さくなっ ており,気象庁全球モデル GSM の予報誤差と比較し ても概ね改善の傾向が見られた。発表予報に対する 改善率は平均で 53.2%、GSM に対する改善率は平均で 36.1%であった。中でも,2016 年台風第7号(Chanthu) の進路に関しては,著しい改善が見られた。このため, NHM の出力結果を解析することで,進路予報を大外し した原因を明らかにできると考えられる。

Chanthu の進路を気象庁ベストトラックと比較す ると,NHM では北海道に向かう北進を予測していたの に対し,GSM では Chanthu を南西に進ませるバイアス が存在しており,関東上陸を予報していた(図1)。

大規模場の特徴に関しては、GSM と NHM に大きな違いが見られなかったことから、北進速度に差が見られた時間帯 (FT30-50) における、台風中心付近のメソスケール構造に注目した。その結果、NHM では台風の西側に直径 100 k m程度の局所的な渦が再現され、Chanthu と局所渦が藤原効果によりお互いを回転させていることがわかった(図 2)。一方で、GSM ではこのような局所渦は再現されなかった。

渦度方程式による解析を行ったところ、NHMの出力 に生じた局所的な渦は、Chanthuの北側 500hPa 付近 に存在する比較的寒冷な空気塊が、Chanthuの西側に 流れ込み、対流によって発達したことが分かった。一 方で、Arakawa-Schubert (AS) スキームを採用してい る GSM では、局所的な渦が再現されず、単一の大き な渦となっていた。以上の結果から、GSM で Chanthu の進路が適切に再現されなかったのは、対流パラメ タリゼーションスキームの違いにより、局所渦が再 現されず、藤原効果に伴う Chanthu の北進が見られ なかったためであることが示唆された。

そこで、この仮説を検証するために、NHMの対流パ ラメタリゼーションスキームを KF スキームから AS スキームに変えて同様の実験を行ったところ,進路 予報は GSM と同様に大きく外れ,適切な北進が再現 されなくなった(図1)。以上の結果は、台風の大外し 事例について、メソスケールの構造の再現性が関わ っている事例があることを改めて印象付けるもので ある。

#### 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.





台風第21号による記録的暴風と短時間強雨のメカニズム \*嶋田宇大・梅原章仁(気象研台風)・小山亮(気象庁予報部)・清水慎吾(防災科研)

#### 1. はじめに

2018年台風第21号は9月4日03 UTC頃に非常に強 い勢力(最大風速45m/s,中心気圧950hPa)で徳島県 南部に上陸した.その後台風は足早に淡路島を通過し, 9月4日05 UTC前に兵庫県神戸市に再上陸した.この 台風は紀伊水道及び大阪湾の沿岸地域に50m/sを超え る最大瞬間風速をもたらし,甚大な被害を出した. また台風の経路に沿って一時間に50mm以上の非常に 激しい雨が観測された.上陸台風でこれらの現象が起 こるのは自然である.しかしそれらが台風のどの領域 でどのようなメカニズムで生じるのかについては,十 分な観測データで明らかにされていない.本研究は, (1)記録的な暴風はどのようにもたらされたか,(2)短時 間強雨はどのような特徴を持つ降水システムから生じ たかについて,様々な観測データを用いて解明した.

#### 2. 記録的暴風

50m/s を超える最大瞬間風速は,進行方向右側の台風 中心から半径 20-40km の範囲で観測された.この暴風 には 15m/s 以上の台風の移動速度が大きく寄与した. また台風中心から北東に約 15km 離れた領域で発達し たメソ渦(図1)が風速の急増に寄与した.さらに観測 データの解析から,台風の北東象限でメソ渦が発達し た要因として,(i)陸地の影響による摩擦収束の強化と (ii)鉛直シアの影響による台風渦の傾きが示唆された.

#### 3. 短時間強雨

メソ渦とともに降水システムが発達し(図1),その 付近では10分間に15mm以上の降水が観測された.こ の降水システムの特徴を解明するため,関空島設置の 二重偏波レーダー(関空DRAW)データを解析した.

この降水システム(図2の横軸0-30kmの範囲)は, 雲頂高度が約15kmまで達した一方,反射強度20dBZ のトップ高度が7km以下(図2a)と背が低いことが特 徴だった.高度6km付近には融解層の存在を示す,Z<sub>DR</sub> の極大層があった(図2b).融解層の直下から高度2km にかけては反射強度が急増していた.これは地上の強 雨が主に暖かい雨のプロセスで生じたことを示唆する. 反射強度は45dBZ以上でもZ<sub>DR</sub>は1dB前後だったため

(図2の水平5km,高度2km付近),この降水システムの雨滴粒径は特段大きくないが雨滴の数濃度は大きかったことが示唆された.



図 1:9月4日0410 UTC における,高度2kmの台風の移動 に相対的な風ベクトル(黒矢印),台風の移動に相対的な地上 最大瞬間風(赤矢印)及び高度2kmの減衰補正済み反射強度 (カラー)の分布.地上最大瞬間風は,0340 UTCから0440 UTC までの観測値を0410 UTC 時点の台風中心点に相対す る位置に3分おきに表示している.図の中心は関空DRAWの 位置,円は関空DRAWからの距離(20km及び40km),星 印は台風の中心位置,赤丸はメソ渦の位置及び青線は台風経 路を示す.黒線ABは関空DRAWのRHI 観測に対応する.



図 2: 関空 DRAW の RHI 観測 (9 月 4 日 0410 UTC). 図 1 の黒線 AB の断面に対応する.レーダー反射強度 Z<sub>HH</sub> (dBZ). (b)レーダー反射因子差 Z<sub>DR</sub> (dB). Z<sub>DR</sub> は降水粒子の縦横比を 示すパラメータ. RHI 観測データは減衰補正していない.

### 雲解像モデルで再現された台風 Haiyan (2013) における渦位の混合と急発達 \* 注野 智紀 · 郭 鴻基

(国立台湾大学 大気科学研究科)

#### 1. はじめに

台風の急発達 (Rapid Intensification; RI) の完全な理解 は未だに大きな課題として残されている. 特に, RI 初期の台 風の内部コアではどのように気圧が深まり, 大きな角運動量 (強い風速) を獲得するのであろうか.

Hendricks and Schubert (2010; JAS) は等温位面大気モ デルを用いて, 渦位混合による台風渦の発達プロセスを提案 した. これは壁雲の対流に伴う高渦位のリングが (順圧不安 定などによる) 非軸対称な渦位の混合を通して, 台風中心の 渦位を増加させるという考えに基づく. 特に, 台風中心の対 流圏中下層において大きな渦位の集中が発生すると, 温度風 バランスによって中心気圧が低下する. このとき, 渦位の混 合によって引き起こされる流れ (力学的流れ成分) が, 台風中 心付近で昇温 (力学的昇温) をもたらし, 暖気核を形成する.

本研究では、実際に RI が発生した台風 Haiyan (2013)の 事例を対象に数値シミュレーションデータを用いて、渦位混 合が RI の初期において果たす役割を検証する.

#### データと手法

本研究では, Kuo et al. (2019; MWR) にて行われた非静 力学モデル Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS) に よる水平解像度 2 km での Haiyan のシミュレーションデー タを用いた.シミュレーションでは, 実際にベストトラック で推定された RI の開始時刻より 2 日程度遅れて再現 (2013 年 11 月 7 日 00 UTC から 8 日 00 UTC) されているが (図 1), その発達率はベストトラックの推定とよく一致していた.

´非軸対称な渦位の水平混合を定量的に評価するため, 軸対 称渦位 (q)の収支式

$$\frac{\partial \overline{q}}{\partial t} = AXADV + ASADV + DIABQ + FRIC.$$
(1)

に基づき渦位収支解析を行った. 解析期間は渦位の軸対称 度 (Miyamoto and Takemi 2013; JAS) がある程度増加し た RI 初期 (7 日 00 UTC から 06 UTC) である (図 1). こ こで,右辺は第 1 項から軸対称流による渦位移流,非軸対称 流による移流 (渦位混合),非断熱加熱による渦位生成,外力 による渦位生成を表す. ASADV による渦位の変化が実際に 中心気圧の低下に寄与することは Kieu and Zhang (2010; JAS) の渦位逆変換手法で診断される.

暖気核の力学的昇温を定量的に評価するため,流れ場の非 軸対称成分による温位の移流を求めた.ただし,積乱雲を陽 に表現する CReSS のシミュレーションでは,流れ場は渦位 場に伴う (力学的)成分 と (対流などの) 非断熱加熱によっ て引き起こされる (対流性)成分で構成される. Wang and Zhang (2003; JAS) による台風内部コアスケールに適用可 能なオメガ方程式を用いて,力学的流れ成分を診断し,力学 的昇温の評価に用いた.

#### 3. 結果

渦位収支解析の結果から, RI 初期には台風中心付近の中 下層に渦位の増加が見られた (図 2a). この増加はほぼ渦位 混合 (ASADV) によって説明できる (図 2b). ASADV によ る渦位の増加は, 台風中心から壁雲にピークをもつ渦位の動 径方向内側まで延びており, DIABQ と AXADV によって 維持される壁雲での高渦位 (図 2c, d) を中心に移流してい る. 渦位逆変換から診断された ASADV による気圧変化は 実際の気圧変化の約 50 % を占めた (図略).

RI 初期では台風中心付近で温位の増加, すなわち暖気核 の形成が見られる (図 3a). この昇温は渦位の混合が活発な 高度より上空に対応し, 非軸対称流による温位の移流とも対 応している (図 3b). この温位の非軸対称な移流は, オメガ方 程式で診断された非軸対称な力学的流れ成分による温位の移 流とも対応している (図 3c).

#### 4. 考察とまとめ

渦位収支と渦位逆変換の結果は、台風における RI 初期の 中心気圧の低下が渦位混合による中心付近での渦位の増加に よって引き起こされることを示唆している.オメガ方程式に よる力学的流れ成分の診断から,この活発な渦位混合は中心 気圧の低下に加えて,力学的流れ成分による温位の移流も引 き起こす.この移流は中心付近で昇温を引き起こし,暖気核 を形成する (力学的昇温).本研究は RI 初期での発達が対流 バーストのような非断熱過程だけではなく,渦位混合に伴う 力学過程も重要であることを示唆している.



図1 CReSS シミュレーションでの Haiyan の中心気圧 (青) と渦位の軸対称度 (黒) の時系列.



図 2 RI 開始直後 6 時間での渦位収支解析. 赤実線 (正) と 青破線 (負) が渦位の変化量 (PVU) を, 黒実線が同一期間で の平均軸対称渦位 (PVU) を表す. (a) は実際の渦位変化量, (b), (c), (d) は (1) 式の右辺主要成分をそれぞれ表す.



図3 図2と同一期間での温位変化 (カラー; K) および平均 渦位 (等値線; PVU). (a) は実際の温位変化量, (b) は非軸対 称流成分による温位の移流, (c) はオメガ方程式から見積も られた力学的流れ場の非軸対称成分による温位移流を表す.

### ひまわり8号を用いた 台風内部コア領域の非軸対称構造の定量化 \*塚田大河(北大院環境科学), 堀之内武(北大院地球環境),

#### 1. はじめに

2015 年 7 月に正式運用を開始したひまわり 8 号は以前の運輸多目的衛星(MTSAT-1R/2)に比べ,時空間分解能と波長分解能が大きく向上した[1].特に台風機動観測では,台風を 2.5 分の頻度で観測している.

台風に内在する非軸対称構造の一つとして,内部コ ア領域のメソ渦が挙げられる.数値シミュレーション や一部の観測事例から,壁雲内縁に位置するメソ渦が 台風の眼と壁雲の水平混合をもたらし,眼の中の高相 当温位気塊を壁雲に供給することで台風を強化する可 能性が示唆されている[2-5].しかし,時空間的な観測 範囲や分解能の問題から観測事例は乏しく,観測ベー スの体系的な理解までは至っていない.

本研究では、台風機動観測の時空間的な分解能の高 さと観測範囲の広さを利用して台風内部コア領域に存 在する非軸対称構造をライフサイクルにわたって定量 化することを目的とする.解析対象は T-PARCII の研究 により直接観測が行われた 2017 年台風 21 号 Lan とし た.本稿で結果を示す時間帯(10 月 21 日 00~06UTC) における眼の半径は約 35 km であった.

#### 2. 手法

台風機動観測可視バンド (B03,0.64µm) を用い, 台風 内部コア領域の各半径における 30 分間隔の軸対称な接 線風速を時空間スペクトル解析により求めた[6]. それ をもとに,時間的に連続した台風画像を, 半径 15 km で 得られた風速に同期して台風の回転方向と逆向きに回 転させることで,軸対称な風速からのずれとなる非軸 対称な運動を可視化した. そこに存在した複数のメソ 渦に対し,目視による雲追跡から渦度を定量化した.

#### 3. 結果

時空間スペクトル解析により導出した台風 Lan の風 速分布から求めた眼の中の平均的な渦度は約1.3× 10<sup>-3</sup>s<sup>-1</sup>であった.内部コア領域の非軸対称構造とし て,規則的な構造を持つ非常に強い風速で動く蛇腹状 の雲が半径 30 km 円周上を半周程度の領域にわたり存 在することや,半径約 5~10 km 程度の計8個のメソ渦 を視認した(図1).さらに,目視による雲追跡から,こ れらのメソ渦の渦度は眼の中の平均的な渦度と同程度 のオーダーであることが分かった.

#### 4. 今後の課題

視差補正や赤外バンドデータを用いた高度推定を行い、より高精度にメソ渦の渦度推定を行う. さらに、本 事例におけるメソ渦の役割について考察する.

#### 5. 謝辞

本研究ではT-PARCIIのドロップゾンデデータをご提供いただきました.衛星画像は情報通信研究機構 NICT サイエンスクラウドより取得しました.



図1 台風 Lan の内部コア領域に存在するメソ渦(赤 矢印曲線).青色の円は台風中心からの半径 35 km 円 を示し,画像は 2017 年 10 月 21 日 (a) 0005, (b) 0147, (c) 0302, (d) 0322 UTC に対応する.

#### 参考文献

- [1] Bessho et al., 2016, JMSJ, 94, 151-183.
- [2] Kossin and Schubert, 2001, JAS, 58, 2196-2209.
- [3] Reasor et al., 2009, *MWR*, **137**, 603-631.
- [4] Guimond et al., 2016, JAS, 73, 3617-3639.
- [5] Shimada and Horinouchi, 2018, MWR, 146, 2799-2817.
- [6] 塚田大河, 堀之内武, 2019, 日本気象学会 2019 年度 春季大会講演予稿集, C156.

### 大気追跡風を用いた台風の日周期の統計解析

\*福田 航平<sup>1</sup> 安永 数明<sup>2</sup> 濱田 篤<sup>2</sup> 小山 亮<sup>3</sup> 1:富山大学大学院 理工学教育部 2:富山大学大学院 理工学研究部

3: 気象研究所/気象庁予報部予報課

#### <u>1. はじめに</u>

熱帯低気圧(TC)に伴う上層雲は、日周期変動 を示すことが先行研究により示されている。例え ば、Dunion (2014)は、TC の中心付近(~200 km) では、日没から早朝にかけて対流活動が活発化し、 早朝から日没にかけて対流が抑制されるような 日周期が顕著に存在し、その日周期のシグナルが 放射状に伝播していくことを示した。しかし、こ うした日周期は、すべてのTC に存在するわけで はなく、TC の発達・維持にどのように寄与する のかは明らかになっていない。また、先行研究は いずれも大西洋のTC を対象としており、データ の解像度も3時間程度と粗い。

2018 年度秋季大会 (P4a5) では、西太平洋の台 風において、強く発達している (最大風速が強く、 最低気圧が低い) 台風で輝度温度 (Tb) と動径風 に日周期が見られやすいことを報告した。今回は、 結果をより客観的に示すために、スペクトル解析 (FFT)をおこない、Tb と動径風の日周期成分の 強さと、2つの変動の位相関係について調べた。

#### 2. 解析データ・手法

2015 年 7 月から運用を開始しているひまわり 8 号には、通常の観測に加えて、特定の狭領域を 2 分半間隔という高頻度で観測をおこなう機動 観測の機能が導入されている。本研究では、Tb と 機動観測で得られた 100~200 hPa 高度の大気追 跡風(AMV)を用いている。解析にあたっては、 まず 2016 年、2017 年の AMV データの存在する 27 個の台風に関して、中心から距離 600 km まで の 20 km 間隔で、Tb と AMV の軸対象成分を計 算した。次にその Tb と AMV の軸対象成分の時 系列データに FFT を適用して、様々な周期帯の パワースペクトル密度を計算した。そして台風を 最大風速・最低気圧・存在緯度・大きさ・軸対称 度別に分類して、その分類カテゴリー毎にパワー スペクトル密度の平均値を求めた。ここでは周波 数の解像度を合わせるために、各台風の時系列デ ータは、それぞれの分類指標が極大(極小)とな った時間を中心とした前後の2日間に限定して いる(ただし存在緯度を除く)。なお統計的有意性 は、ある周期のスペクトル密度の極大値が、その 前後の周期の値よりも大きいかどうかで検定し た。また Tb と動径風のクロススペクトルを計算 することで、それらの位相関係も確かめた。

#### 3. 結果

ここでは、最大風速が 100 kt を超えた台風の結 果のみを示す。Tb では中心からの距離が 300~600 km で日周期が有意に卓越しており(図 A)、動径風では 200~500 km で日周期が有意に卓 越していることが分かった(図 B)。また、300~400 km でコヒーレンス(2 乗値)が 0.6 以上と高く (図 C)、動径風の方がTbの負偏差(-Tb)より も約 120°早く変動していることが分かった(図 D)。台風の中心から 200~300 km 以遠で日周期が 卓越するという様子は、最低気圧で分類した場合 でも見られた(図略)。このような結果は、強く発 達している台風の中心のごく近傍と少し離れた ところの対流活動の性質の違いを示している可 能性がある。



図:最大風速が 100 kt を超え た台風のスペクトル解析結果。 A:Tbのパワースペクトル密 度。B:動径風のパワースペクトル密 度。C:動径風とTbのコヒ ーレンス (coh<sup>2</sup>)。D:動径風と Tbの位相スペクトル (coh<sup>2</sup> が 0.3 以上の場合のみを描画)。い ずれも横軸が2日間の周期数、 縦軸が中心からの距離。A と B は全体の積算値で正規化されて おり、令は95%で統計的に有意 であることを示す。また、Dの 値は Tb が動径風よりも変動が 遅れている場合に負となる。

### ひまわり8号高頻度観測から同定した 熱帯海上の雲システムの日周期

\*内木詩歩<sup>1)</sup>, 安永数明<sup>2)</sup>, 濱田篤<sup>2)</sup> <sup>1)</sup>富山大学大学院理工学教育部, <sup>2)</sup>富山大学大学院理工学研究部

#### 1. はじめに

熱帯域の対流活動は、地球の大気大循環に極めて大きな 影響を与える.太陽による放射強制から生じる日周期は最 も基本的な周期の1つであり、海上の日周期は昔からの研 究課題であるが、まだメカニズムについては分かっていな いことが多い.

気象学会 2018 年度秋季大会では、ひまわり 8 号の観測 データを用いて雲システムを同定し、その大きさ別の日周 期を調べた.そこでは、①面積がおよそ 100km<sup>2</sup> より小さ い雲システム数は、12-15LT に極大となる日周期を示すこ と、②面積が 100km<sup>2</sup> から 10,000km<sup>2</sup> の雲システム数は、 00-03LT と 12-15LT の1 日に2 回極大となる半日周期を示 すこと、③面積が 10,000km<sup>2</sup> より大きい雲システム数は、 早朝から日中に極大となる日周期を示すこと、を明らかに した.特に上記②の半日周期に関しては、対流活発期の早 朝に発達する雲システム(例えば、Chen and Houze 1997) と、対流抑制期の日中に発達する雲システム(例えば、 Johnson et al. 1999)の重ね合わせではなく、大気潮汐にコ ントロールされたものであることが強く示唆された。

本研究では、この大気潮汐の仮説をより詳しく検証する ために、(A) どのような時期に半日周期が卓越するか、(B) 雲システム数の変動と雲の発生・発達にはどのような関係 があるか、(C) 輝度温度の閾値による半日周期の特徴の違 い、について調べた。

#### 2. 使用データと解析手法

本研究では、ひまわり8号のデータを用いて130E-165E, 5N-15Nの雲システム数の日周期を調べている(雲システムの認識手法、解析期間については前回の予稿を参照のこと). 雲システム数の変動と、より大きなスケールの環境場との関係を調べるために、NOAADailyOLR(空間分解能2.5度)を使用した.

#### 3. 結果

(A)環境場による日周期・半日周期の違いを調べると, 対流抑制期には、半日周期は日周期も含めて見られなかっ た(例えば、10Jan-20Jan).対流活発期には、半日周期は 日周期に比べて弱かった(例えば、11Dec-21Dec).一方で, 対流活発期の直前や直後には、顕著な半日周期が見られた (例えば、01Dec-11Dec、21Dec-31Dec).このことから, 対流活発期には、強い外部強制力によって対流活動が制御 されていて、相対的に弱い半日周期がマスクされてしまっ ている可能性が考えられる. (B) 実際の雲の発生・発達の様子を確認すると,00LT から03LT にかけて小さな雲システムの面積が大きくなることで、中規模の雲システム(面積:100-10,000km<sup>2</sup>)の数が 増加していた(例えば、図2). それらは、06、09LT にかけて次第に衰退し、雲システム数も減少した.こうした半日変化は午後も同様であった.

(C)輝度温度の閾値を250Kから210Kまで10K単位で変化させて、結果の違いを調べた。250Kから230Kまでは閾値を低くしても、日周期の特徴や雲システム数の極大の時刻は殆ど変わらなかった。むしろ中規模の雲システム数の半日周期はより明瞭となった。しかし、閾値を220K以下とすると変動の特徴は大きく異なり、早朝の極大が顕著となった。これは、類似の先行研究の結果(Chen and Houze 1997)と一致しているが、その原因については今後の課題である。



図 1:NOAADailyOLR [W/m<sup>2</sup>]の経度時間断面図(左)と大きさ別 の雲システム数のパワースペクトル密度(右). 左図赤線は解析 領域を示す.右図は、周波数ごとに数値の変動幅が大きく異なる ため色の塗り分けは不均等.期間は、Nov. 2015-Mar. 2016.



図 2: 半日周期が卓越する 04Nov. 2015 のひまわり 8 号輝度温度 (午前のみ). 水色コンターは面積が 100km<sup>2</sup>から 10,000km<sup>2</sup>の雲 システムを示す.

### Split Window 法を用いた対流バーストの検出

\*藤井駿人・篠田太郎・坪木和久 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

#### 1. はじめに

台風の中心部における強い対流活動は台風の強化にお いて非常に重要な役割をもっている。特に対流バーストと 呼ばれる顕著な対流活動は台風の急発達に関係すると言 われており、時間的に密な監視が必要である。静止衛星を 用いた輝度温度(TB)の観測は時間的には情報の密度が高 い。しかし、TBのみを用いて対流域の定義するには従来 の手法では、TBの特に低い領域を対流域とするため、強 い対流雲とアンビルの判別が行えない問題がある。本研究 の目的は解析には気象衛星ひまわり8号の赤外画像(IR)を 使用する。対流域と対流によってできるアンビルや層状雲 などを区別するために split window 法[1]を用いることで 台風中心部の強い対流を推定することである。

#### 2. 手法

TBとBTDを用いて 11 µm-12 µmの輝度温度差(BTD)が 0℃に近い雲ほど光学的に厚く、[1]では BTD0.5℃以下を 積乱雲の閾値としている。

本研究では、10.4 µmの TB と、11.2 µm-12.4 µmの BTD を 用いて雲頂、雲の厚さを Cloudsat の画像と比較し、対流 バーストの検出に適切な閾値を設定することで、雲頂が高 く光学的に厚いと考えられる対流バースト(CB)の検出を 目指す。また、比較することで設定した閾値がどの程度適 切なのか調べる。

#### 3. 結果

図1に示したのは2017年10月20日の0459~0503UTC、 北緯17.1度、東経129.0~北緯28.6度、東経126.2度に おける Cloudsat-CPR の反射強度の鉛直断面と、経路上の TB、BTD の分布(図1)である。雲頂の高さ、強いエコー(図 1a の紫よりも大きな反射強度)頂の高さをみたところ、図 1において CB に相当するものはない。図 1a の①の領域は 層状雲の上に厚い巻雲がかかっており、図 1b の中で最も TBが低く、BTD も低かった。この領域の平均BT は-79.7℃、 平均 BTD は 0.3℃であった。同様に TB、BTD と Cloudsat の比較を 21 事例行い TB、BTD が低い領域を抽出した。解 析を行った事例のうち CB であると考えられるしになか ったため、少なくとも CB ではないと考えられる閾値を決 定した。その結果、閾値として TB は-80℃、BTD は 0.1℃ とすることにした。 2017 年台風第 21 号に TB -80℃、BTD 0.1℃の閾値を適 用した。TB-BTD 散布図(図 2)の左側(-80℃以下)に注目す ると、同程度の TB でも閾値を満たすものと満たさないも のに分かれており、アンビルなどをある程度除くことがで きていると考えられる。図 3 は図 2 の時間における TB、 BTD の水平分布を表したものである。BTD 0.1℃を閾値に 用いることで TB -80℃以下だけで示したエリアと比べて 限定されていることがわかる。

#### 4. まとめ

Split window 法を用いて BTD を計算し、TB とともに閾 値を設定することで、対流バーストの領域を検出できる可 能性が示唆された。

**謝辞**:本研究で使用した気象衛星ひまわりのデータは千 葉大学 **CEReS** より提供していただきました<u>。</u>



#### 濃い赤 BTD<0.1

#### 参考文献

[1]Inoue T, 1987, J. Geophys. Res., 92, 3991-4000.

### 対流圏上層のトラフ前面における TD型擾乱の発生過程

\*浜口佑也, 高薮縁 (東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

TD 型擾乱は数日周期で太平洋を西方伝播する数千 km スケールの擾乱活動として特徴付けられ[1], 西太平 洋で発生する台風のおよそ 50%はこのような擾乱活動 をもとに形成されているとされている[2]. その社会的 重要性の高さにも関わらず, TD 型擾乱の発生過程やそ の特徴(空間スケール・発生周期)を規定する因子が何で あるのかについては未だ十分に解明されていない.

こうした TD 型擾乱の発生過程について,発表者は 過去の研究によって西~中央太平洋において対流圏上 層のトラフが TD 型擾乱の発生に大きく関与している 可能性を示した[3]. このような擾乱の発生機構は「TD 型擾乱は対流圏下層の渦活動を起源とする擾乱活動で ある」という従来の認識と異なるものであり,本研究 では上層のトラフがどのように,いかなる頻度で TD 型擾乱の発生を促進し得るのか統計的な検証を試みた.

#### 2. 使用データ・解析手法

気象庁大気再解析データ(JRA-55)および衛星観測に よる輝度温度データ(CLAUS)を用いた. 2.5-12 日フィル タを用いて TD 型擾乱に伴う対流活動を抽出し, [3]に 倣って擾乱の発生過程において上層のトラフが関与し ていたかどうかを判定した. さらに, こうして得られ た上層トラフの関与が疑われる TD 型擾乱についてラ グコンポジット解析を行い, 上層のトラフと擾乱活動 の関係性について詳細に検証した.

解析領域:西太平洋~中央太平洋 (110E-140W, 0 - 30N) 解析期間:1999-2017年夏季 (JJA)

#### 3. 解析結果

解析領域・期間中から合計 7364 個の TD 型擾乱が抽 出され,そのうち約 49%の TD 型擾乱が上層トラフか らの影響を受けた可能性があることが確認された.擾 乱の空間分布のヒストグラム(図1)より上層トラフの影 響を受けたとされる TD 型擾乱は西太平洋の亜熱帯域 に特に多いことが確認され,これはトラフが北東方向 から南西方向に南下する傾向があることと整合的であ った.また輝度温度偏差ごとのヒストグラム(図2)より トラフの関与を受けたとされる TD 型擾乱はより対流 が強化される(輝度温度偏差が低い)傾向が確認された. またラグコンポジット解析の結果,上層トラフの関 与が疑われる TD 型擾乱はそうでない擾乱に比べて対 流発生前に水蒸気収束・上昇流偏差が強化されている ことが確認された(図 3).



#### 4. 考察

上層のトラフ前面の南風偏差領域における持続的な 上昇流の強化と水蒸気の収束場の形成により対流活発 な領域の形成が促進されている様相が示唆された.

しかし、このような対流に好ましい環境の形成がどの 程度上層トラフの寄与によるものであるのか、また上 層トラフの関与がない TD 型擾乱の形成環境との違い をより定量的に議論する必要がある.本講演ではこう した課題についても詳細に議論を行う方針である.

#### 5. 参考文献

Takayabu, Y. N. and T. Nitta, 1993: *JMSJ*, **71**, 221–246.
 Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1999: *MWR*, **127**, 2027–2043.

[3]日本気象学会 2019 年度春季大会,東京, 2019 年 5 月

(ポスター発表,査読なし)

### 対流と結合した赤道 Kelvin 波・赤道 Rossby 波の 構造と降水特性の統計解析

\*中村雄飛、 高薮縁 (東京大学大気海洋研究所)

-463 -

#### 1. はじめに

熱帯域における積雲対流は、その発達高度によって 浅い積雲、雄大積雲、深い積乱雲の3種類に大別され る。深い対流は水平方向に広がる層状性(stratiform) の降水域を伴い、組織化したシステムを形成する。こ のような対流活動は、赤道波と結合していることが既 に示されている。一方で、赤道波と対流の結びつきは 各モード間で一定でないことが近年示唆されている。 本研究では、赤道 Kelvin 波と赤道 Rossby 波に着目し、 衛星レーダ観測を用いて結合する対流の特性を定量化 する。さらに、対流特性と赤道波擾乱場の関連を調査・ 比較することで、赤道波と対流の結合過程を考察する。

#### 2. 使用データ・手法

TRMM PR 2A25, 2H25 プロダクトを利用し、一続き の降水領域データを作成し、降水特性の解析に用いた。 擾乱場の解析には ERA-interim 再解析データを用いた。 赤外輝度温度データを利用したスペクトル解析によっ て赤道波の検出と位相の決定を行い、この位相に基づ いて合成図解析を行った。

#### 3. 解析結果

Kelvin 波では、降水頂高度が低い対流性の降水が半 波長程度先行し、続いてより深い対流を経て、層状性 降水比の高い降水システムへと遷移する(図 la)。一 方で Rossby 波では、背の低い積雲の先行はわずかで、 加えてこれに引き続いてすぐに組織化したシステムに よる降水が卓越する(図 lc)。なお、図 la, c 左右の鉛 直軸は全く異なる量であることには注意が必要である。

鉛直積算水蒸気量 (CWV) の気候場からの偏差に着 目すると、Rossby 波は乾燥偏差が湿潤偏差と同程度の 振幅を持つのに対し、Kelvin 波では乾燥偏差がほとん ど見られなかった (図 lb, d)。この CWV 偏差の特徴は、 輝度温度の偏差がどちらの波においても同程度の正負 の振幅を持つことと対照的である。

#### 4. 考察と展望

Kelvin 波における tilting 構造 (図略) と対流特性の遷移はよく対応している。地表面付近の水蒸気収束が浅い対流を励起し、これによる自由対流圏の湿潤化や深い上昇流偏差、中層での水蒸気収束によって、深い対流や組織化したシステムが発達すると考えられる。

一方 Rossby 波における対流特性の遷移は、これまで Kelvin 波や MJO などで見られていたものとは大きく異 なっている。Rossby 波の低気圧性循環の開始と浅い積 雲が卓越する位相はよく対応する(図1c,d)。また直立 した構造による深い湿潤偏差と上昇流場(図略)が組 織化したシステムを維持していると考えられる。

今回の結果は、対流と赤道波擾乱の結合過程や、不 安定メカニズムが、各モード間で異なることを強く示 唆している。Kelvin 波・Rossby 波ともに、自由対流圏 に深い湿潤偏差と上昇流場が存在するときには、組織 化した対流が卓越するが、そこに至るまでの擾乱場と 対流特性の変遷は異なっている。この変遷に着目し、 より詳細な解析を進める予定である。



図1. (a) Kelvin 波における緯度 (赤道) 断面図。色は層状 性降水比別降水量偏差、等値線は最大降水頂別降水頻度 分布。(b) Kelvin 波における擾乱場。色は CWV 偏差、矢 印は 850hPa 面水平風偏差。(c, d) Rossby 波における各量。 ただし緯度断面は北緯 10 度。

### 赤道台風 Vamei に対する対流圏界面気温の役割

\*小寺邦彦 (気象研全球), 江口菜穂 (九大応力研),

#### 1. はじめに

赤道のごく近傍で台風 Vamei が 2001 年 12 月 27 日に 発生した。一般的には熱帯低気圧 (TC) は赤道付近では 発生しないが、ボルネオ付近は地形の効果で渦が発生し やすい場所であり、そこに南シナ海から寒波の吹き出しが あり対流活動が誘起されてこの台風が発生したと考えられ ている Chang et al. (2003).

今回は Vamei と同時期に発生した TC も含めこの赤 道台風が発達した全球的な循環場について調べた。

#### 2. 結果

図1 に熱帯から北極までの 50hPa 帯状平均気温の変 化を示す。12月19日頃から極域の成層圏突然昇温 (SSW)と共に熱帯成層圏の降温が始まる。それに従い南 半球でTCの発生(丸印)が増加する。

図2にハドレー循環の上昇域(南緯20~10度)、及び赤 道帯(南緯5~北緯5度)での100hPaの気温の時間—経 度断面を図1と同期間について示す(丸印はTC)。2010 年1月のSSW (Eguchi et al., 2015; Kodera and Eguchi, 2015)と同様にSSW により誘起された下部成層圏の気温 低下が発生し夏半球でのハドレー循環の上昇域でTCが 発達する。

赤道上での気温変化の様相はそれとは異なり、12 月初 旬には高温偏差の中をゆっくり東進する MJO の活動域に 付随する低温域が見られる。しかし熱帯全域の低温化が 始まる 19 日頃からは波数1の赤道ケルビン波に付随した 低温域の東進が顕著になる。Vamei の発達はこの低温域 の海洋大陸付近への到着に同期して発生している。より詳 細に見ると12 月 24 日には、ボルネオ渦は主に対流圏下 層に限定されている(図 3)。この時期には対流圏界面遷 移層(150~70hPa)には未だ高温偏差域が残っており、 背の高い対流はボルネオ島の一部に見られるのみである。 26 日になると対流圏界面遷移層の高温偏差域は消滅し、 ボルネオからスマトラ域にかけて背の高い対流が活発化し Vamei も合わせて発達してくる。

#### 3. 結論

成層圏南北循環の強化による熱帯下部成層圏、対流圏界 面遷移層の気温が低下することで、熱帯の対流圏界面遷 移層まで到達するような背の高い対流が活発化する。そ の結果、弱い渦の擾乱がTCに発達する。Vameiの場合も 同様に、ボルネオ渦が下層で存在している所に対流圏界 面遷移層の気温低下により背の高い対流が活発化した事 が赤道台風発達の原因と考えられよう。











Fig. 3 (a) Anomalous temperature, (b) Cloud top pressure (c) Vorticity (color) and vertical velocity (Contours), (d) horizontal winds (vector) and vorticity (color) at 850 hPa. (left) 24 December, (right) 26 December, 2001.
夏季アジアジェットに沿った 準定常ロスビー波束伝播と PJ パターンとの力学的関連性 \*竹村和人(京大院理,気象庁気候情報課),向川均(京大院理)

#### 1. はじめに

盛夏期の日本の天候に大きな影響を及ぼす2つのテ レコネクションパターンとして、シルクロードパター ン[1]に代表されるアジアジェットに沿う準定常ロスビ 一波束の伝播、及び対流圏下層における太平洋・日本 (PJ)パターン[4]の存在が知られている.本州付近に おいて記録的な猛暑となった事例の中には、両パター ンがほぼ同じ時期に発現するような事例が存在し[6]、 月平均場の統計解析により両者の関連性を示唆する先 行研究[3]も存在するが、両パターンが関連する力学的 メカニズムは明らかではない.本発表では、5日移動平 均場に基づく過去事例の統計解析により、アジアジェ ットの出口にあたる日本付近~その東海上における準 定常ロスビー波束の砕波(以下、砕波)が、両パター ンの力学的関連性に寄与する可能性について報告する.

#### 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[2])の7~8月の日平均値を用いた(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日移動平均場に基づく解析結果を示す.

本研究では、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指数[5]を用いて、日本 付近~その東海上における計 44 の砕波事例を抽出し、 事例検出日を基準としたラグ合成図解析を行った.

#### 3. 解析結果

砕波1日前における200hPa 偏差場を図1(a),砕波基 準日における2PVU 面上の温位を図1(b),及び3日後 における850hPa 偏差場を図1(c)に示す.これらの図か ら,アジアジェットに沿って伝播する準定常ロスビー 波束(図1(a))が,本州の東海上において砕波し,北 西太平洋亜熱帯域にHigh-Q(低温位大気)が侵入する ことがわかる(図1(b)).さらに,High-Qの南西進に対 応して,フィリピンの東海上において積雲対流活動が 活発化し,対流圏下層でPJパターンが発現する(図 1(c)).この結果は,アジアジェットの出口付近におけ る準定常ロスビー波束の砕波が,北西太平洋亜熱帯域 における積雲対流活動の活発化をもたらし,PJパター ンを発現させる可能性を示唆している.

本発表では、ラグ合成図解析結果のほか、砕波と活 発な積雲対流活動の力学的関係に関する評価結果や、 PJパターン発現の成否に影響を及ぼす要因に関する解 析結果についても報告する予定である.

#### 参考文献

- [1] Enomoto et al., 2003, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 129, 157-178.
- [2] Kobayashi et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48.
- [3] Kosaka and Nakamura 2010, J. Climate, 23, 5085-5108.
- [4] Nitta 1987, J. Meteor. Soc. Japan, 65, 373-390.
- [5] Pelly and Hoskins 2003, J. Atmos. Sci., 60, 743-755.
- [6] Shimpo et al., 2019, SOLA, 15A, 13-18.
- [7] Takaya and Nakamura, 2001, J. Atmos. Sci., 58, 608-627.



図1 (a)砕波1日前における200hPa相対渦度偏差(等値線,単位:10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>,破線:正の値)と東西風気候値(陰影), (b)基準日における2PVU面上の温位(陰影)と500hPa鉛直p速度偏差(紫線,単位:10<sup>-2</sup>Pa s<sup>-1</sup>,負偏差域のみ), 及び(c)3日後における850hPa相対渦度偏差(等値線)と500hPa鉛直p速度偏差(陰影).赤矢印は波の活動度フ ラックス[7],ドットは(a,c)相対渦度偏差及び(b)500hPa鉛直p速度偏差が95%信頼度水準で有意な領域を示す.

# 北陸における初冬季の降水量の増加と熱帯インド洋の降水

\*安永数明(富山大学理工学研究部),西井和晃(三重大学生物資源学部)

#### 1. はじめに

日本海沿岸域では、冬季に大陸からの季節風により 多くの降水がもたらされる。Yasunaga and Tomochika (2017)によると、北陸地域における初冬季(12月) の月積算降水量は、この30年間に約1.5倍に増加して いる。またこの増加は、最近の日本付近における低圧 偏差傾向に伴う大陸からの季節風の強化に起因したも のと示唆されている(図1)。しかしこの低圧偏差傾向 の原因は、分かっていない。そのため本研究では、よ り広範囲での気圧場の長期変動と、日本付近の低圧偏 差との関連について調べた。

#### 2. 使用データ・解析手法

本研究では、客観解析データ(ERA-Interim)を使用 して、気圧高度の線型トレンドを計算した。解析期間 は、Yasunaga and Tomochika (2017)に合わせて 1988— 2015 年(12月のみ)とした。また気圧変動の原因を調 べるために、衛星観測データから推定された月降水量 (GPCP v2.2)と外向き長波放射(OLR)を用いた。

#### 3. 結果と考察

対流圏下層(850hPa)の気圧場に関しては、日本付 近からインド洋にかけて低高度偏差が続いている(図 2左)。一方で対流圏上層(300hPa)に関しては、日本 付近から西側に低高度偏差が延び、インド洋には Gill 応答的な高高度偏差となっている(図2右)。熱帯域の 気圧偏差は同領域での加熱の影響が疑われることから、 月降水量とOLRに関して同様に線型トレンドを計算す ると,同じ期間にインド洋で有意な降水活動の強化傾 向が見られた(図3)。また 300hPa 高度偏差から計算 した Wave Activity Flux では、インド上の高高度偏差 から北東方向へのエネルギー伝搬が見られる(図4)。 これらの結果から、熱帯の降水活動が、対流圏上層の 偏西風の蛇行を通じて日本付近で低気圧の発達を促し, それが最近の低圧偏差傾向を作り出していることが示 唆される。この考察は,先行研究(Inaba and Kodera, 2010, Ueda et al. 2015 等) と矛盾しない。しかし熱帯域の対流 活動強化の原因については、今後の課題である。

[参考文献] Yasunaga, K., and M. Tomochika (2017), J. Hydrometeorology, 18, 2893–2906.





図3:12月の積算降水量(左)とOLR(右)の線型トレンド。 図4:30

図4:300hPa 高度偏差から計算された WAF

# 熱帯不安定波が大気大循環に与える影響

\*今田由紀子(気象研),山中吾郎(気象研),辻野博之(気象研),浦川昇吾(気象研)

#### 1. はじめに

太平洋東部や大西洋東部のoff-equator に発達す る熱帯不安定波(TIWs)は、この付近の強い南北 密度勾配に伴う傾圧不安定、および赤道海流に伴う 強い南北シアによる順圧不安定を起源として発達す る。TIWsに伴う赤道向きの熱フラックスは、赤道 域の湧昇による冷却効果の数割を打ち消す働きをし ており、気候モデルの海洋基本場の再現性の重要な 鍵となっている。多くの気候モデルが抱える赤道域 の cold バイアスの問題が、渦を解像する高解像度 の海洋モデルを導入することで改善されたとする結 果が複数報告されている(Roberts et al. 2009; Sidorenko et al. 2015; Rackow et al. 2016)。熱帯 海洋基本場の改善は大気循環場にも影響を与え、 ITCZ やハドレーセルの再現に影響を与える。

一方、Imada (2010)では、TIWs に応答して現れ た大気側の渦に伴う熱フラックスと水蒸気フラック スがハドレーセルを赤道側に寄せる働きをしている ことを示したが、気候モデルの海洋部分を単純に高 解像度化しただけでは海洋基本場の変化と大気側の 渦によるフラックスの両方の影響が混在しているた め、両者の効果を定量的に比較することは困難であ った。

本研究では、気象研究所が開発した地球システム モデル MRI-ESM1 に熱帯渦解像モデルを埋め込ん だモデルを利用し、①渦解像モデルなしの historical 実験、②渦解像モデルありの historical 実験、③渦解像モデルなしの海面水温(SST)同化 実験、④渦解像モデルありのSST同化実験の4種 類の実験を利用することで、①と②の比較から TIWsが大気循環に与える総合的な影響を、③と④ の比較からTIWsに伴う大気の渦のフラックス単独 の影響を評価し、両者を定量的に比較する試みを行った。ここで、historical実験とは1981~2010年 の外部強制力を与えたフリーラン、SST同化実験 とは1991~2016年の外部強制力の下で観測ベース の日平均SST(MGDSST、渦解像)をナッジング した実験を指す。③と④のSSTの基本場は共通で あり、渦の有無のみに起因する大気循環場の応答を 取り出すことができる。

#### 2. 結果

図1に、東西平均した大気の南北循環と雲水量 の分布を示す。図1(a)と(b)はそれぞれ実験①およ び③の基本場、図1(c)は実験①および②の差、図 1(d)は実験③と④の差である。これらの結果から、 熱帯海洋に渦が再現されるようになることでハドレ 一循環に与えた影響は約2割、そのうち約半分 は、TIWsに応答した大気側の渦による効果が説明 することが分かった。これまで、TIWsに応答して 現れる大気側の渦に伴う影響を定量的に評価した研 究はなかったが、本研究の結果から、大気の大規模 循環においてTIWsに伴う大気の渦が重要な役割を 担っていることが初めて示された。



図 1. 東西平均した 9~11 月の雲水量 (色、×10<sup>6</sup> kg/kg) および速度ベクトル の緯度・高度断面。 (a) および (b) : 実 験①および③の気候 値、(c) : 実験①と② の差、(d) : 実験③と ④の差。

## エルニーニョ現象に関わる大気の 4.5 年周期変動

\*栗原和夫 (無所属), 小林ちあき (気象研)

#### 1. はじめに

エルニーニョ現象と,赤道上を東進する大気の 4.5 年周期変動の関連について栗原(2002) [1]に述べた.こ れによれば,4.5年周期変動に伴う西風偏差領域が赤道 上を東進し,その東端の収束域が西部太平洋赤道域に 達すると,西風バーストが何度も形成され,太平洋を 東進する海洋のケルビン波が頻繁に発生して熱を運び, 太平洋東部赤道域で海面水温が上昇してエルニーニョ 現象が発生する.

栗原(2018) [2]では、気象庁の再解析データ(JRA-55) [3]により、エルニーニョ現象と、赤道上の 4.5 年周期 変動の最近の状況について大気下層の東西風の変動に 関して報告した.今回は下層の東西風とともに海面水 温、上層の風の特徴についてさらに解析を行った.



図1 赤道に沿った 925hPa の<u>東西風速偏差</u>の経度・時 間断面図.13か月平均値の5年平均からの偏差を示す. 正偏差は西風偏差.

#### 2. 解析の結果

図1は地上の東西風速を,北緯5度~南緯5度平均 について,13か月平均から5年移動平均値を差し引い たものである.ここでは前回示した第1のモードのみ 示す.このモードに伴い3回のエルニーニョ現象が発 生し,1992年あたりで見えなくなった.この図で見る と西風偏差域(正偏差域)は時間とともに東進し、太 平洋域で極大となるが、正偏差域は大西洋へ、さらに インド洋に移動し、再び太平洋に戻ってきている.



図2 赤道に沿った<u>海面水温偏差</u>の経度・時間断面図.

図2は北緯5度~南緯5度平均について、13か月平 均の海面水温からその5か月移動平均を差し引いたも のである.期間は図1とほぼ同じである.太平洋域で エルニーニョ現象に対応する正偏差域が見られ、正偏 差域は時間とともに東に移動し、太平洋から大西洋に つながっている.エルニーニョ現象は太平洋熱帯域の 大気海洋相互作用で議論されることが多いが、この結 果は、インド洋域や大西洋域と相互関係の存在を示唆 している。

#### 謝辞

本研究では、気象庁が公表する再解析データ(JRA-55) を使用しました.

- [1] 栗原和夫, 2002, エルニーニョ現象に関連する 4.5 年周期変動. グロースベッター, 40, 112-119.
- [2] 栗原和夫, 2018, 日本気象学会秋季大会, B352.
- [3] Kobayashi, S., et. al., 2015: The JRA-55 Reanalysis; General specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.

# 歌から広がる学際的気候・文化理解教育と ESD (日本やドイツ,北欧の季節サイクルと季節感を接点に) \*加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

加藤晴子(岐阜聖徳学園大学教育学部(音楽))

#### 1. はじめに

#### 1.1 気候と音楽の連携から広がる文化理解

全ての音楽作品は固有の文化的背景を持つ。しかも 作品は,歌の生成や表現を含めて使われている言語や 習慣等だけでなく,気候やその季節サイクルも含めた 自然環境の地域的特徴にも密接な関連を持つ。

従って、気候や季節サイクルの理解は、他の要素と 同様に、歌などを通した文化理解やその教育にとって 大変有用である。逆に、歌に表現された気候や季節を 味わい、人々の感じ方を知ることを通して、気候や季 節について科学的に理解を深めるためのデータ分析の 際の興味深い視点を得ることが出来る。なぜなら、人 の感じ方の多様性があるが故に、例えば、「幅のある季 節」のどの側面を強く感じるかで、作品や表現活動に おける多様性へと大きく反映されうる。従って、デー タだけを見ている際には見過ごされてしまった点に、 再度、注視を投げかけ得る。更に、以上のような「気 候と音楽との双方向の往還」を、必ずしも自分たちに とり身近でない地域を対象に行うことで、ESD

(Education for Sustainable Development) においても重要な、「異質な他者への理解」(Understanding of Heterogeneous Others)の育成にも貢献しうる。

#### 1.2 気候と音楽との連携を通した ESD への寄与

ところで、持続可能な社会を築くための次世代の担 い手を育てるための教育である ESD の取り組みにおい て、気候教育は環境、防災、気候変動の教育として ESD の重要な取り組み分野の一つである。しかも、ESD で 取り組む別の分野である文化・国際理解教育において も、気候教育は、例えば音楽との連携を通して大きく 貢献しうる。更に、気候システムは種々の分野との関 わりが大きいだけでなく、非線型的な絡み合い、種々 の要素の関わり等で一筋縄ではいかない複雑さを持つ。 従って、気候教育やそれを軸とする学際教育は、ESD の根幹として必要な、種々の問題の複雑な関わりや繋 がり、多様性等の尊重、等を通した総合的な取り組み を重視して推進出来る価値観と能力、いわば「ESD 的 視点」の育成への貢献も大きい。

2. 『気候と音楽-歌から広がる文化理解と ESD-』

以上のコンセプトに基づき,我々は,多数の研究協 力者との共同研究を通して,主に日本やドイツ,北欧 における多彩な季節サイクルや季節感を接点に,学際 的知見を統合し,それに基づき小中高校,大学(特に 「教師教育として」)での ESD を取り込んだ学際的気 候・文化理解教育の指導法開発を行ってきた。以上の 研究成果は,主に大学の紀要等の論文で発表して来た が,それらの一部を体系化した著書,『気候と音楽-日 本とドイツの春と歌-』(2014 年 3 月),『気候と音楽-歌から広がる文化理解と ESD-』(2019 年 3 月)(いずれ も,加藤晴子・加藤内藏進著,協同出版)を上梓した。

本講演では、まず、気候と音楽の連携の持つ ESD と しての意味について、1. で述べた内容を概説する。そ の上で、『気候と音楽-歌から広がる文化理解と ESD-』 で再体系化した内容から、日本、ドイツ、北欧の気候 の季節サイクルの気候学的な比較と、関連する作品や 伝統行事等に見られる季節感とを関連させながら例示 する。そして、それらが、ESD を取り込んだ気候・文 化理解教育の指導法開発のための素材としてどのよう に活用されうるのかを議論し、それらに基づく実践例 とその分析結果から簡単に紹介する(例えば、冬を挟 む季節進行の非対称性(日本列島)、「何としても追い 出したい冬の厳しさ」が日々の気温の変動が日本より もかなり大きい中で極端な低温日が出現すること(ド イツ)や日々の大きな気温の変動や日射の特徴の中で の夏の位置づけ(北欧)(第1図)、等と関連して)。



第1図 日々の変動も含めた気温の季節変化の比較(赤い実線は0℃, オレンジの破線は20℃を示す)。

### d4PDF におけるシルクロードパターンの温暖化に伴う変調 \*内田裕太,小坂優(東大先端研)

#### 1. はじめに

夏のアジアジェットに沿って欧州から東アジアに伝 播する準停滞性の波列パターンはシルクロードパター ンと呼ばれる (Enomoto 2004). シルクロードパターン は強い大気循環偏差をもたらすことで東アジアの夏の 天候に大きな影響を与える気候変動モードの一つであ る.実際に,昨年の九州以東での早い梅雨明けや7月 中旬以降の記録的猛暑の一因であると言われている (Shimpo et al. 2019). このようなシルクロードパターン の影響に対する地球温暖化による底上げ効果が議論さ れている (Imada et al. 2019) 一方、シルクロードパター ン自体の地球温暖化に伴う変調はあまり探究されてい ない.そこで本研究では d4PDF の過去実験と4℃上昇 実験の比較から,温暖化に伴うシルクロードパターン の変調について調査した.

#### 2. 使用データと解析手法

解析には d4PDF の過去実験 (HPB:100 メンバー) と 全球平均地表面気温 4℃上昇実験 (HFB:90 メンバー) の 54 年間 (1958~2011 年)の月平均データを用いた. HFB ではトレンド成分を除いた海面水温に,CMIP5 に 貢献した CGCM の実験結果を基にした典型的な6 種類 の SST 将来変化の空間パターンを加えた分布を強制と している (各 15 メンバー). HPB では全メンバー平均 気候値からのずれを偏差とし,HFB では各昇温パター ン実験について 15 メンバー平均気候値からのずれを偏 差として,Kosaka et al. (2012)と同様に夏のアジアジェ ット域 (30°-50°N, 30°-130°E) での 200 hPa 南北風偏差 のEOF1 とEOF2 として現れる東西波列パターンをシル クロードパターンとして抽出した.

#### 3. 結果

HPBのEOF1とEOF2として取り出されたモードは アジアジェットに沿って伝播する波列パターンを示し、 シルクロードパターンの特徴を再現している (図 1 上 段). HFB においても同様の波列パターンが EOF1 と EOF2 として抽出され、その位相と波長に変化はほとん ど見られない (図1下段). 一方, HFB の EOF1, EOF2 の振幅は HPB に比べて有意に減少している (図 2). 特 に EOF1 は分散が1割程度低下している. また, アンサ ンブル平均が説明する分散は両実験に共通して EOF1, EOF2ともに1割以下であり,外部駆動成分は小さいが, EOF1 では HFB の方が小さくなるのに対し EOF2 では HFB の方が大きくなっている. 降水偏差 (図 3) を見る と、EOF1 ではアラビア海東岸に見られる正の降水偏差 が HFB で弱まっている一方, EOF2 では対流圏上層の 循環偏差の振幅がやや弱化しているにも拘らず、熱帯 を中心に降水偏差が正負を問わず強くなっている. こ れらのメカニズムについて調査を進める予定である.



図2 EOF1 (左) と EOF2 (右) が説明する分散 (即 ち固有値). 水色はアンサンブル平均が説明する分散 を示す. エラーバーは North et al. (1982) に基づく誤 差. ただし, HPB の EOF1 の分散で規格化してある.



図1 HPB(上)とHFB(下)のJJA平均のPC1(左)とPC2(右)に回帰した相対渦度偏差(陰影). 等値線は気候平 均東西風の20m/s. 矢印は波活動度フラックス.

# 冬季極東域における寒暖に対応する El Niño 発達過程

\*塩崎公大(京大院理)、榎本剛(京大防災研/JAMSTEC APL)

#### 1 はじめに

El Niño/南方振動 (El Niño/Southern Oscillation, ENSO)は各事例における熱帯海面水温(SST)偏差の 分布や卓越するテレコネクションパターンの違いなど により分類され、それぞれの特徴が多くの先行研究に より調査されてきた (e.g. Kodera, 1998; Ashok et al., 2007)。熱帯 SST 偏差分布の違いに基づくと、中央太平 洋 (CP) 型 (エルニーニョモドキ) と東太平洋 (EP) 型に分類される。この EP 型 El Niño 発生時における 冬季極東域の天候は暖冬傾向にあることが知られてい るが、全ての事例でその傾向にあてはまるわけではな い。塩崎ら (2018) ではこの点に注目し、EP 型 El Niño を冬季極東域の寒暖で分類し解析を行った結果、暖冬 傾向にある時には熱帯 SST 偏差東西勾配が大きいかつ Western Pacific (WP) パターン が卓越し、寒冬傾向 にある時には熱帯 SST 偏差東西勾配が暖冬時より小さ いかつ Pacific/North American (PNA) パターン が卓 越していることが分かってきた。これは Kodera (1998) による WP タイプと PNA タイプにそれぞれ一致する。

しかしながら、この冬季極東域の寒暖に一致する熱帯 SST 偏差や大気応答の発達メカニズムは未解明である。 そこで本研究は、El Niño 時における冬季極東域の寒暖 に一致する熱帯 SST 偏差の発達メカニズムと中緯度大 気応答との関係を解明するため、熱帯 SST および熱帯 大気循環に注目しその時間変化を調査した。

#### 2 解析方法

まず、1948年以降の冬(DJF)に発生した EP 型 El Niño を抽出する。抽出された各事例に対して、極東 域(25°-40°N, 100°-140°E, 850 hPa)における気温偏 差の符号を基準に暖冬事例と寒冬事例に分類した。本 研究で用いる極東域の領域は冬季東アジアモンスーン の活動度をよく捉えられると知られており,先行研究 (Takaya and Nakamura, 2013)においても極東域とし て指定された領域である.次に分類ごとに合成図解析 を行う。ウォーカー循環の解析には質量流線関数を用い る。この時、EP 型 El Niñoの定義は気象庁に準拠し、 SST データには ERSSTv5、気温および風のデータには NCEP/NCAR reanalysis-1を用いた。この際、データ 期間において線形最小二乗法により算出した温暖化トレ ンドからのずれを偏差とした。

#### 3 結果

太平洋における対流圏下層のウォーカー循環偏差であ る西風偏差の中心は暖冬事例では日付変更線より西側に 位置しているが、寒冬事例では東側に位置している。こ の対流圏下層の風偏差分布と一致するように、寒冬事例 では暖冬事例より SST 偏差の中心は東側に位置してい る。また、冬の海洋大陸付近における風偏差の東西勾配 が暖冬事例で大きく、負の SST 偏差も寒冬事例より強 いまま持続している。一方で、寒冬事例では東太平洋に おける東風偏差が夏から持続しており、風偏差の東西勾 配が大きい。したがって、暖冬事例では西太平洋におけ る対流活動がより弱く、寒冬事例では東太平洋における 対流活動がより強いことを意味する。このウォーカー循 環偏差に伴う上層の発散風偏差の位置や強さの違いは中 緯度における大気応答と釣り合う渦度生成源に違いをも たらす(2019年度春季大会で報告)。

暖冬事例と寒冬事例における SST 偏差分布や中緯度 大気応答の違いはウォーカー循環の東西のズレや強さの 違いが原因であると示唆しているが、その違いが生じる 原因については今後の調査が必要である。



図 1:赤道付近 (5°N-5°S 平均) における SST 偏差 (K) と 925 hPa 面における東西風偏差 (m/s)。SST には ERSSTv5、 風偏差には NCEP/NCAR reanalysis-1 を使用。

# 高解像度 MRI-AGCM による日本付近の夏季降水量の将来変化と不確実性

遠藤洋和(気象研)・鬼頭昭雄(気象業務支援センター)・水田亮・尾瀬智昭(気象研)

#### 1. はじめに

高解像度全球大気モデル(MRI-AGCM3.2)を用いた日本付近の温暖化予測において、極端降水では増加傾向がロバストに予測されている。一方で梅雨/ 夏季降水量などの平均降水量では、モデル構成や実験設定の違いにより予測結果がばらついている(Kusunoki, 2017; 0se, 2017)。

本研究では、60km 格子全球大気モデル(MRI-AGCM) によるアンサンブル実験および CMIP5 マルチ結合モ デル実験を解析し、日本付近の夏季降水量の将来変 化とその不確実性を調べた。また、MRI-AGCM を用い て理想化実験を行い将来変化の物理的解釈を行った。

#### 2. モデル実験

アンサンブル実験の構成を表1に示す。いずれも RCP8.5 シナリオに基づく21世紀末予測である。実 験1では、MRI-AGCM(Yoshimura積雲)を用いて、 CMIP5モデル予測の28通りの海面水温偏差( $\Delta$ SST) パターンを与えた。実験2では、MRI-AGCMを用いて、 3種類の積雲対流スキームと4通りの $\Delta$ SSTパター ン(Mizuta et al.,2014)を使用した。これら MRI-AGCM実験では、現在実験では観測SSTを与え、 将来実験では熱帯平均SST昇温量を2.74°C(CMIP5 平均値)で規格化した $\Delta$ SSTを与えた。さらに、28 個のCMIP5結合モデルの予測実験を解析した。

#### 3. 結果

各アンサンブル温暖化実験における、降水量変化 符号のメンバー間一致度を図1に示す。全体的な特 徴として、東アジアのスケールでは増加傾向だが日本列島のスケールでは変化傾向の不確実性が大きい。 夏季平均では、MRI-AGCM実験では日本付近の変化傾向の不確実性が大きく、SSTアンサンブル実験では 減少傾向を示す地域もある。一方で、CMIP5モデル の多くは日本付近で増加傾向を予測する。

月別では、6月は梅雨降水帯が強化してやや南下 する傾向はすべての実験で共通した特徴である。 MRI-AGCM は梅雨降水帯の北側に降水量変化の小さ なゾーンを伴う。7月は日本付近では変化傾向の不 確実性が大きい。例えば、MRI-AGCM のSST アンサン ブル実験では北日本~日本海で増加する一方、積雲 /SST アンサンブル実験では南西日本~本州南海上 で増加する。8月も日本付近の変化傾向は不明瞭だ が、MRI-AGCM は日本海側地域で増加傾向を予測する。

MRI-AGCM を用いて、①温室効果ガス増加、②SST 一様上昇、③SST パターン付き上昇の実験を行い、 各要因の役割を調べた。6月に梅雨降水帯が強化し て南下する傾向は、SST 一様上昇に伴う水蒸気増加 と亜熱帯ジェット南下で説明できることが分かった。 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(領域テーマC)の支援を受けた。

#### 表1 モデル実験リスト

モデル	アンサンブル構成	メンバー数
MRI-AGCM	28種類のΔSST(CMIP5モデル予測)	28
MRI-AGCM	3種類の積雲スキーム×4種類の∆SST	12
CMIP5 AOGCM	異なるモデル	28



**図1** 降水量増加を予測するメンバーの割合(%)。RCP8.5シナリオに基づく21世紀末予測。左から順に6 ~8月平均、6月、7月、8月。上から順にMRI-AGCMのSSTアンサンブル実験、MRI-AGCMのSST/積雲アン サンブル実験、CMIP5モデル実験。太線は現在気候の7mm day<sup>-1</sup>等値線(2.5度格子に平滑化)。

# 南極振動が駆動するソマリジェットが及ぼす 南北両半球間の遠隔影響

\*杉原直樹, 立花義裕, 安藤雄太 (三重大院生物資源)

#### 1. 背景と目的

南半球の代表的な大気変動パターンとして南極振動が存在する.その南極振動が駆動する遠隔影響はいくつか知られており,Eguchi and Kodera (2007)<sup>[1]</sup>は南半球の成層圏突然昇温が熱帯の対流活動に影響を及ぼすことを見出した。また,Tachibana et al., (2018)<sup>[2]</sup>では南極振動と北極振動が同期して変動していることを示し,南極振動が遠く離れた北極にまで影響を及ぼすことを示唆した.このことから南極振動が北半球の気候に対しても非常に重要な現象であることがわかる.

しかしながら、これらの南極振動が及ぼす北半球への影響に関する研究は成層圏を介して熱帯域あるいは 北半球への影響を示している.そこで本研究では成層 圏ではなく対流圏だけで南極振動が北半球中高緯度に 与える影響について評価していく.

この南極振動が及ぼす「対流圏航路」での遠隔影響の可能性として着目したのがソマリジェット

(SMJ) である. SMJ は熱帯域のソマリア沖で北半球 夏季に南北に風が卓越する下層ジェットである. イン ド周辺やアジア各地の降水や大気循環に影響がある

(Wang et al., 2003)<sup>[3]</sup>ことが知られている.しかしな がら SMJ は赤道をまたいで顕著に吹くことから,南 半球と北半球をつなぐ大きな役割を果たしていると予 想されるが,南北半球の両方の関係を考察した研究は 少ない.

そこで本研究では南極振動が SMJ を介して北半球 に遠隔影響を与えているかを考察する.

#### 2. 使用データと解析手法

本研究では気象庁 55 年長期再解析データ JRA-55 を使用した. 南極振動の定義は東西平均したジオポテ ンシャル高度を 1000hPa~200hPa, 南緯 40 度以南の領 域で EOF 解析した第一モードを AAO インデックスと した. 12,1,2 月の 3 カ月平均データで 1988 年から 2017 年までの 30 年分で解析を行った. 本研究では AAO イ ンデックスの 1 σ 以上の年, -1 σ 以下の年をそれぞれ 抽出しその差を取りコンポジット解析を行った.

#### 3. 解析結果

12,1,2 月に AAO が正の時, 5,6 月の 2 か月平均場で 顕著に SMJ の強まりが見られた(図 1). この時期は ちょうど SMJ の吹き始めの時期である.一方, 12,1,2 月の場では南極振動の正のパターンに対応して環状に 高緯度で低温,中緯度で高温の海面水温 (SST) の偏差 が見られた (図略).この環状 SST 偏差が 5,6 月の場ま で継続して見られ,高 SST 場から上向きの熱フラック スが見られた (図略).この持続する高 SST 偏差が SMJ を強めている可能性があり,線形傾圧モデル (Watanabe and Kimoto 2000)<sup>[4]</sup>による実験を行った.SST に対応 する熱源とインド洋南部に高 SST による対流の活発 化が有り (図略),それに対応する熱源を与えた.実験 の結果, SMJ の強まりが確認された.

また,強化された SMJ が及ぼす影響を見ていくとインド周辺への水蒸気の供給が増え対流活動の活発化が見られた(図略).その上層のチベット高気圧が強化されており(図2),7,8月に東アジアまで張り出しているのが確認された(図略).

#### 4. まとめ

結果から、南極振動が南半球の中緯度の熱源を作り、 SMJを強めた. SMJ が強まるとインドの対流活動が活 発になりアジア域に影響を与えることを示唆した.



図1 5,6月の850hPa 面の風 (m/s) のコンポジット



図2 5,6月の150hPa ジオポテンシャル高度のコンポジット 線:高度偏差(m) 色:90%以上有意な箇所

5.引用文献

-473 -

- [1] Eguchi and Kodera (2007), GRL, 34, L05819.
- [2] Tachibana, Y. et al., (2018), GRL, 45, 13477-13484.
- [3] Wang et al., (2003), Chinese journal of geophysics, 58, 11-20.
- [4] Watanabe and Kimoto (2000), Quart. J. R. Meteorol. Soc., 126, 3343-3369.

# 対流圏上層における亜熱帯高気圧の季節変化 ~夏と冬の形成要因の差異~

\*浅野早紀 (筑波大学生命環境科学研究科), 植田宏昭 (筑波大学生命環境系)

#### 1. はじめに

北半球の夏にアジア域の対流圏上層に見られる高気 圧は、チベット高気圧の呼称で長らく認識されていた。 近年の気候力学の進展により、南アジアの深い対流に 伴う潜熱解放に起因した Matsuno-Gill 型の大気の熱源 応答を3 次元に拡張することで説明が可能であること が示され[1][2]、さらに近年になって中上層に見られる 気温の極大が、温度風と積雲対流に内在するスベルド ラップバランスと整合的な関係にあることが明らかに なっている[3]。従来から重要視されていたチベット高 原上の顕熱加熱よりも南アジアの非断熱加熱が重要な 役割を演じていること、また、高気圧の中心はチベッ ト高原の直上ではなく、インド亜大陸の上にあること から、近年では南アジア高気圧 (South Asian High: SAH) と呼ばれるようになっている。

SAH の季節変化を仔細に見ると、冬季においてもア ジア域に発現しているが、その極大はフィリピンの東 方海上にあり (図 1a)、降水量の増大域とも大きく乖離 している。そこで本研究では、SAH を含む対流圏上層 の亜熱帯高気圧に伴う暖気核の形成における断熱加熱、 非断熱加熱の寄与の時空間構造を、季節変化の視点か ら診断的かつ実験的に明らかにした。

#### 2. 使用データおよび手法

Japanese 55-year Reanalysis: JRA55[4] (1979-2017 年) を用いる。水平解像度は1.25°×1.25°、鉛直37層である。

非断熱加熱の計算は Yanai *et al.* (1973)[5] に従い、以下の熱力学方程式より残差として計算する。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u\frac{\partial T}{\partial x} - v\frac{\partial T}{\partial y} + \omega\left(\frac{RT}{c_n p} - \frac{\partial T}{\partial p}\right) + \frac{Q}{c_n p}$$

 $oldsymbol{T}$ :温度、 $oldsymbol{t}$ :時間、 $oldsymbol{u}$ :東西風、 $oldsymbol{v}$ :南北風、 $oldsymbol{\omega}$ :鉛直p速度、 $oldsymbol{p}$ :気圧、 $oldsymbol{R}$ :気体定数、 $oldsymbol{c}_p$ :定圧比熱、 $oldsymbol{Q}$ :非断熱加熱

また、暖気核の温度変化の要因を調べるため、上記 の熱力学方程式に基づき診断解析を行う。

さらに、線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model: LBM)[6]を用いて、対流圏上層の亜熱帯高気圧の形成 に寄与する非断熱加熱を特定する。本実験は算出した 非断熱加熱を水平方向に 11.25°間隔、鉛直方向に 2 層 ごとの格子に区切り、1 格子ずつ LBM に強制力として 与えることによって寄与する非断熱加熱の位置を調査 する。基本場には JRA55 の 1979-2017 年の月平均気候 値の東西平均場を用いる。

#### 3. 結果

対流圏上層の亜熱帯高気圧は通年で存在しており、 春から夏にかけて北西進、夏から秋、冬にかけて南東 進する。中上層に伴う高温域に対する熱収支解析の結 果、冬は下降流、夏は非断熱加熱による昇温が寄与し ている。さらに、LBM実験の結果、対流圏上層の亜熱 帯高気圧を形成する非断熱加熱は、冬はオーストラリ アの北東海上(図 1a)、夏は夏季アジアモンスーン域 (図 1b)に位置している。



図1 (a)1月、(b)7月の対流圏上層亜熱帯高気圧の 形成に寄与する非断熱加熱の位置(ハッチ)。陰影は 非断熱加熱の全層積分値。細い等値線は150hPa 流線 関数(25×10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s 以上のみ描画、5×10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s 間隔)。 太い等値線は標高4000mの等高線を表す。

- Rodwell, M. J., and B. J. Hoskins, 1996, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1385-1404.
- [2] Wang, B., et al., 2012, Climate Dyn., 39, 1123-1135.
- [3] Wu, G., et al., 2015, Climate Dyn., 45, 2757-2774.
- [4] Kobayashi, S., et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48.
- [5] Yanai, M., et al., 1973, J. Atmos. Sci., 30, 611-627.
- [6] Watanabe, M., and M. Kimoto, 2000, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.

### 地球システムモデルを用いた 20 世紀における北極域の気温変化と海氷変動

\*相澤拓郎<sup>1,2</sup> • 石井正好<sup>2</sup> • 行本誠史<sup>2</sup> • 羽角博康<sup>1</sup> 1. 東京大学大気海洋研究所 2. 気象研究所

#### 1. はじめに

北極域では、20世紀前半に、最近数十年の北極 域温暖化に匹敵するくらいの顕著な温暖化があ ったことが知られている(e.g., Johannessen 2004)。この温暖化の要因として、外部強制力の変 化や、内部変動が考えられている。温室効果ガス 濃度の上昇と自然起因の強制力の変化(太陽活動 の上昇と火山活動の沈静化)は、20世紀前半の温 暖化を引き起こしうる(e.g., Meehl et al. 2003)。 北極域には 50~80 年周期の非常に長周期の自然 変動があり(e.g, Polyakov and Johnson 2000)、そ れは 20 世紀前半の北極域温暖化に対して大きく 影響したと指摘されている(Polyakov et al. 2003)。 また Tokinaga et al. (2017) は、大西洋数十年規 模変動(AMV)と太平洋十年規模振動(PDO)の正 のフェーズが、20世紀初めの北極域温暖化を強め ることを示した。

#### 2. 北極域の気温と海氷変化

衛星観測は、最近数十年の北極温暖化増幅に対応して、夏季の海氷は急速に減少していることを明らかにした。特に2012年は、最小海氷面積を記録した。一方で20世紀前半における北極温暖化では、観測記録の不足から海氷変動がどの程度であったのかは十分に分かっていない。一説には海氷減少はあまりなかったとされている。しかし、北極域の気温変動と海氷変動には高い相関があるため、20世紀中頃において、海氷は少なかった可能性は否定できない。

#### 3. 目的と研究手法

20世紀前半の北極域の気温変化の要因を探る ため、気候モデルを用いた歴史的強制力を与えた 実験(historical) とそれぞれを個別に与えた実験 (hist-GHG, hist-aer, hist-nat)の解析を行う。また、 海氷変動がどの程度気温変化に対応するかを調 べる。

モデルは、CMIP6 に参加した地球システムモ デル MRI-ESM2 を用いる。大気モデルの解像度 は、水平 1.125 度、鉛直 80 層 (T<sub>L</sub>159L80)。海洋 モデルは MRI-COM4.4 を用いており、解像度は 東西 1 度、南北 0.5 度 (赤道付近は 0.3 度)、鉛直 61 層である。期間は全て 1850-2014 年の 165 年 であり、historical は 5 メンバー、それ以外は 3 メンバーである。詳細は、CMIP6 のサテライト MIP の一つである DAMIP (Detection and Attribution Model Intercomparison Project) の プロトコルに従う。

#### 4. 解析結果

MRI-ESM2の歴史実験では20世紀前半の北極 域温暖化、その後 1970 年頃までの全球寒冷化、 その後現在に至る急速な温暖化を MRI-CGCM3 と比較して良く再現している(図省略)。図1は hist-nat 実験の3メンバー平均の 10 年移動平均 した気温の緯度時間断面を描画している。また、 北極域平均した火山性エアロゾルの光学的厚さ の時系列も示してある。ブートストラップ法で得 られた3メンバーアンサンブル平均の10年移動 平均値を解析し、それの2標準偏差より大きい領 域を陰影で示している。1880年から1940年にか けて北極域は温暖化しており、1920年以降火山 活動が低下していることが分かる。この温暖化に 対応するように、9月の海氷面積は 1885 年か 1940年にかけて減少傾向を示した。また、3メン バーアンサンブル平均でも数十年規模の変動が 見られる。これについては、さらに調査する予定 である。



図1:帯状平均した10年移動平均した年平均地上気温 偏差(℃)の緯度時間断面(上図)と、60度以北で平均した 火山性硫酸エアロゾルの時系列(下図)。基準値は1850~ 1879年の平均値で、3メンバーのアンサンブル平均を 示している。上図のコンターは0.1℃間隔で、実線は正 偏差、破線は負偏差。自然変動よりも大きいシグナルを 陰影で示している。

大気海洋結合が 2010 年 8 月 猛暑の発生確率に与える影響 \*長谷川聡 (東大 AORI), 今田由紀子 (気象研), 塩竈秀夫 (環境研), 森正人 (東大先端研), 建部洋晶 (JAMSTEC), 渡部雅浩 (東大 AORI)

#### 1. はじめに

極端な気象イベントに対して地球温暖化などの様々 な要因の寄与を定量的に推定する試みとしてイベン ト・アトリビューション(以下 EA)が行われており、 多くの EA 研究は大気モデルによる大規模アンサンブ ル実験を用いている。しかし大気モデルでは、大気と 海洋の結合効果が十分に再現できない。例えば西太平 洋など大気の変化を受けて海水温が変化する要素の大 きい地域では、この因果関係を再現できない大気モデ ルの降水量の年々変動は観測とは合わなくなる[1]。加 えて、大気モデルを用いた EA 研究では、大気と海洋 の結合によるアンサンブルスプレッドの広がりを十分 に再現できない懸念もある。

本研究では結合モデルを用いた EA の準備として、 2010年8月の猛暑を対象として MIROC6の大気モデル および大気海洋結合モデルを用いた大規模アンサンブ ル実験を比較して、大気海洋結合が極端気象の発生確 率に与える影響を調べる。

#### 2. データ

MIROC6 の大気海洋結合モデルで観測の海水温・塩 分などを同化した 10 メンバーの近未来気候変動予測実 験をベースに、途中 2009 年 11 月から大気・海洋の初 期値を組み替えて同化実験を続け 100 メンバーのアン サンブル同化実験とした。一方 MIROC6 の大気モデル で異なる初期値から同じ観測の海面水温を与えてアン サンブル大気実験とした。

#### 3. 結果

大気実験(図1上)の西太平洋では降水と海面水温 は正相関となり、与えられた高い海面水温に伴って雲 が生じて大きな降水が生じていると考えられる。一方 の大気海洋結合モデルを用いた近未来気候予測実験 (図1下)では観測と同様に負相関を示す。MIROC6 においても、[1]で指摘された西太平洋での大気から海 洋への結合効果の重要性が確認された。

大会では、さらに大規模アンサンブルの同化実験お よび大気実験を比較して2010年8月の猛暑の発生確率 について大気海洋結合効果が与える影響について発表 を行う。 Aug 1979-2014 r ave (pr vs. ts): amip.Cobe



Aug 1979-2014 r ave (pr vs. ts): assm-nAfOI



203 05E 110E 115E 120E 125E 130E 135E 140E 145E 150E 155E 160E 165E 170E 175E 180

図1 大気実験(上)と近未来気候予測実験(下)の1979-2014年の8月の月降水量と月平均表面温度の相関係数の10アンサンブル平均。

#### 参考文献

[1] Wang, B., et al., 2005, Geophys. Res. Let., 32, L15711.

#### 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の協力を得た。

### 大気海洋結合モデルにおける海洋高解像度化の西インドモンスーンへの影響

○山上 遥航<sup>1</sup>、渡部 雅浩<sup>1</sup>、建部 洋晶<sup>2</sup>
 1. 東大大気海洋研、2. 海洋研究開発機構

#### 1. はじめに

大気海洋結合モデルにおけるシミュレーション において、海洋中規模渦を許容、ないし解像するこ とは、熱帯太平洋や西岸境界流域における海面水温 (SST)の分布を変え、直上大気やさらに大規模な循環 場に影響すると知られている。例えば、渦許容の大 気海洋結合モデルを用いると、太平洋熱帯域におけ る熱帯不安定波を解像することができ、エルニーニ ョ/南方振動に伴う現実的なSST、降水量の偏差を再 現することができる(e.g. Shaffrey et al. 2009)。一方、 熱帯太平洋や西岸境界流域以外における、海洋高解 像度化に伴う影響は不明瞭である。そこで、本研究 では、渦許容と渦非許容の大気海洋結合モデルを比 較することで、海洋モデル高解像度化の影響を調べ た。

#### 2. 大気海洋結合モデル、観測データ

本研究では大気海洋結合モデルとして MIROC6[2]を用いた。大気モデルの水平解像度は T85(約 1.4°)であり、鉛直方向には 81 レベルを取っ ている。海洋モデルの水平解像度は、東西約 1°、南 北約 0.5°~1°であり、鉛直方向には 62 レベルを取っ ている。また、MIROC6 における海洋モデルの解像 度を水平約 0.25°とした、海洋渦許容の MIROC6 Subhires (以降 Subhires と参照する)も合わせて用い た。解析には、放射強制力を産業革命以前の値に固 定した Preindustrial Control 実験を、それぞれ 100 年 分用いた。比較として、SST には COBE-SST、降水 量には GPCP Version 2.3、および ERA-interim も合わ せて解析に用いた。

#### 3. 降水量・SST の変化

はじめに、降水量の変化について調べたところ、 熱帯太平洋、西岸境界流域以外に、西インド、イン ドネシア多島海で、降水量の顕著な変化が見られた (図 1a)。SST について調べると、アラビア海(インド ネシア多島海)において、SST が高く(低く)なり、SST のバイアスが減少していた(図 1b)。対応するように、 西インド(インドネシア)で降水量が増加(減少) していることから、SST の変化が降水量にも影響し ていると想定される。なお、特に西インドでの顕著 な降水量偏差が見られたため、以降は西インドに着 目し詳しい解析を行う。

#### 4. 西インドにおける降水量の変化要因

降水量の変化要因を調べるために、水蒸気収支を 計算し、MIROC6 と Subhires での結果を比較したと ころ、西インドにおける差は、風の収束の差が寄与 していた。そこで、大気下層の循環場を比較したと ころ、アラビア海北部で低気圧性の偏差が見られた。 そのため、特に西インド北部での大気下層での収束 が強化されており、降水が増加していた。また、ア ラビア海北部でのSST は高くなっているため、SST の変化が直上大気に影響を与え、低気圧性偏差を作 り出していると考えられる。

#### 5. アラビア海における SST の変化要因

次に、SST の変化の要因について調べた。Subhires では紅海、ペルシャ湾を解像しているが、MIROC6 では陸として扱われているため、アラビア海に影響 が及んでいると考えられる。そこで、SST や海面高 度の平均場および変動を、衛星観測データと比較し た。Subhires では、特に紅海からアラビア海におけ る海洋中規模スケールの基本場および変動がよく 再現されていた。そのため、Subhires では紅海、ペ ルシャ湾由来の高温水が流出し、アラビア半島沖で の海水温を高くする寄与を果たしているが、 MIROC6 ではその効果が再現されておらず、SST の 違いを生んでいると結論付けられる。



図 1. Subhires と MIROC6 の年平均(a)降水量と、(b)SST の差

#### 参考文献

Shaffrey, L. C., et al. (2009). *Journal of Climate*, *22*(8), 1861-1896.
 Tatebe, H., et al. (2018). Geosci. Model Dev. Discuss.

# 夏季北西太平洋大気循環変動における ENSO 駆動成分の抽出

\*門大貴 (東大先端研), 小坂優 (東大先端研), 森正人 (東大先端研)

#### 1. はじめに

夏季北西太平洋域における大気循環の経年変動に対 し、エルニーニョ・南方振動 (ENSO) が重要な強制で あることが知られている。ENSO は典型的には初夏に 発達を初め 12 月に極大に達し、翌春に終息するが、そ の北西太平洋への影響は ENSO 発達年と衰退年とで異 なる。しかも全ての ENSO 事例がこの典型的な季節発 展に従うわけではなく、極大のタイミングが異なる事 例や複数年継続する場合もある。加えて、ENSO に伴 う熱帯太平洋海面水温偏差の空間構造にも事例毎に違 いがある。このような状況で、特定の季節の ENSO 指 数に対するラグ回帰のみから抽出した変動は、ENSO の影響を完全に捉えていない可能性がある。

大気海洋結合モデルにおいて熱帯太平洋海面水温変 動を観測値に拘束する「ペースメーカー実験」は、この ような問題を避けつつ ENSO の影響を評価できる。し かし、モデル内で再現される大気循環偏差にはバイア スの恐れがある。そこで本研究は、Mori et al (2019) が 提示したモデル実験データと再解析データの統合解析 [1]を応用し、観測データの中から ENSO に強制された 変動を抽出することを試みた。

#### 2. データと解析方法

JRA-55 大気再解析データ及び HadISST データを、米 国地球流体力学研究所 (GFDL) の大気海洋結合モデル CM2.1 による 10 メンバーの熱帯東太平洋ペースメーカ ー実験 [2]と組み合わせて用いた。北西太平洋域 (115°E-150°E、5°N-50°N) の 6~8 月平均海面更正気圧 (SLP) に対し、再解析とモデル実験との間で特異値分 解 (SVD) 解析を適用した (Mori et al. 2019)。再解析デ ータは 1979~2009 年の変動を 10 回繰り返し、同じ期間 のモデル各アンサンブルメンバーとの共変動を積算し て SVD 解析を行った。これより、ENSO に強制された 北西太平洋 SLP 変動をモデルと再解析からペアで抽出 することができる。

#### 3. 結果

再解析(図1上)、モデル(図1下)について同質回 帰した SVD 第1モード(以下 SVD1)はともに、本州 の南沖に強い正のピークを持つ構造を示した。再解析 データの SVD1では本州付近に弱いながらも負の極大 があり、太平洋-日本 (PJ) パターン [3] と類似してい る。一方モデルの SVD1では正、負ともにやや北にず れた構造を示す。これらは各データセットでの同期間 同領域における SLP の経験直交関数 (EOF) 第1モー ドとほぼ一致し、また ENSO 発生翌年の SLP の空間構 造ともよく似ている。SVD1 の二乗共分散寄与率は 91.8%に達し、ENSO に強制された SLP 変動の大部分を このモードだけで捉えていることを意味する。

モデルにおいて、SVD1 に対応する展開係数時系列の 分散のうちアンサンブル平均が占める割合は 45.5%で あり、これはモデル PJ パターンの半分弱が ENSO 駆動 であることを意味する。再解析に対して同じ方法を適 用することはできないが、モデル展開係数のアンサン ブル平均との相関の2乗で見積もることが可能で、約3 割が ENSO 駆動であると言える。



SLP on SVD1 (1979-2009)

図1 SVD1に対する(上)再解析(下)モデルSLPの 同質回帰図。等値線間隔は20Pa。ハッチは負値を表す。

- [1] Mori et al, 2019, Nature Climate Change 9, 123-129
- [2] Kosaka and Xie 2016, Nature Geoscience 9, 669-673
- [3] Kosaka and Nakamura 2006, Q.J.R Meteorol. Soc. 132, 2009-2030

# 季節変化および紫外線加熱が金星大気大循環に及ぼす影響 について \*山本勝(九大応力研),池田恒平(国立環境研),

高橋正明 (国立環境研),

#### 1. はじめに

Yamamoto et al. (2019)は, Ikeda (2011)の大気大循環モ デルに地形を組み込んだ数値実験を行い,金星中層大 気の大循環構造を調査した. 観測と似た「大気安定度 の層構造や極域構造」や「太陽直下の水平風構造」が シミュレートされた. また, Yamamoto and Takahashi (2004, 2006)が示したように, 雲頂では熱潮汐波が赤道 向きの運動量フラックスを生み出す.

金星大気は長期変動しており、季節変化や紫外線加 熱が循環構造に与える影響について調査する必要があ る. Ikeda (2011)によると、Low-UV 実験と比較して、 High-UV 実験(Low-UV よりも UV 吸収物質が高高度域 まで広がる条件)では、超回転が弱化することが報告さ れている.

本研究では、地形を組み込んだ GCM を用いて、金星の「小さい季節変化」や「紫外線吸収物質分布の違い」 が大気大循環構造や波動に与える影響を明らかにする ことを目指す.

#### 2. モデル

Yamamoto et al. (2019)の追加実験(T21L52)として,自転傾斜角が 2.6 度傾く条件でLow-UV 実験(unknown UV absorber が高度 57-65 km に分布)と High-UV 実験 (unknown UV absorber が高度 57-70 km に分布)を平衡 になるまで時間積分した.高度約 40 km で 40 m s<sup>-1</sup> と なるような超回転をリファレンスとして,高度 40 km 以下の下層大気の帯状平均東西風をそのリファレンス に緩和させる実験を行い,平衡になるまで計算した.

#### 3. 結果

季節変化無の Low-UV 実験では、地形に起因する弱 い南北非対称が見られる(図1上).季節変化有の条件 では、緯度 60 度から赤道にわたり 225 日周期の帯状平 均流変動が見られる. High-UV 実験では、雲頂での帯 状流速が全体的に 10 m s<sup>-1</sup> ほど弱くなる(図1下).

このように、自転軸の傾きは小さいが、数 m s<sup>-1</sup>の年 周期変動が超回転で見られる.また、紫外線吸収物質 が上層に広がるような状況では、超回転の流速が 10 m s<sup>-1</sup>ほど弱くなる.発表では、本稿で示した結果を初期 値として、ナッジングを外した T63 実験の解析結果も 示す予定である.



図1 Low-UV 実験(上)と High-UV 実験(下)の高 度 69 km 付近の帯状平均東西風の緯度-時間分布.濃 淡は季節変化有実験,等値線は季節変化無実験の結果 を示す.

- [1] Yamamoto, M. et al., 2019, *Icarus*, **321**, 232-250.
- [2] Ikeda, K., 2011, *東京大学博士論文*.
- [3] Yamamoto, M. and M. Takahashi, 2004, *Geophys. Res Lett.*, **31**, L09701.
- [4] Yamamoto, M. and M. Takahashi, 2006, J. Atmos. Sci., 63, 3296-3314.

# 金星探査機 Venus Express の風速データを用いた 熱潮汐波への同化インパクトの研究

\*杉本憲彦 (慶大), 神山徹 (産総研), 高木征弘 (京産大)

#### 1. はじめに

我々のグループでは、これまで地球シミュレータ上 で最適化された地球の大気大循環モデル AFES を金星 版に改造した金星 AFES を開発してきた. また, 金星初 の気象探査機「あかつき」の観測データを最大限に活 用すべく, 金星 AFES に局所変換アンサンブルカルマ ンフィルター(Local Ensemble Transform Kalman Filter; LETKF)を用いたデータ同化システム(Venus AFES LETKF Data Assimilation System; VALEDAS)を開発して きた[1]. 開発したシステムの検証のため, 熱潮汐波を 含まない金星 AFES の予報に、熱潮汐波を加えた疑似 観測データを同化したテスト実験を行い、システムが 有効に機能することを確認した.しかしながら、東西 平均風などの大気大循環に与える影響は大きくなかっ た. このため本研究では、熱潮汐波を含む金星 AFES の 予報に実際の水平風の観測データを同化し, 熱潮汐波 や大気大循環に与えるインパクトを調査した[2].

#### 2. 実験設定

金星 AFES の基礎方程式はシグマ座標系における乾燥大気の球面プリミティブ方程式で,物理パラメータは金星の観測値に基づく.格子点数は 128×64×60(T42L60)である.観測に基づく太陽加熱を与え,長波放射過程はニュートン冷却で簡略化し,係数に先行研究の値を用いた.これにより,温度場は水平一様な場に緩和される.また,水平と鉛直の渦粘性も含む.

初期値に、スーパーローテーションを仮定した剛体 回転の東西風を設定し、温度場は東西風とバランス(傾 度風平衡)させた.また、静的安定度は観測値を模擬し た.この初期値を用いて4地球年のスピンアップを行 った.同化開始時間をずらした31メンバーを準備した.

観測データとして、Venus Express 搭載の Venus Monitoring Camera (VMC)による観測から導出された風 速場を用いた. 雲層上端(70 km)の風速場が, 高密度(約 1 日ごと)になる観測期間を使用した.

#### 3. 結果

図1に赤道における熱潮汐波に伴う東西風速(左)と 温度偏差(右)の経度高度断面を示す. 雲層上端で東西 風速の極小が正午域中心となり、VMC 観測に整合的な 分布が得られるなど熱潮汐波の位相が改善し,あかつ きの電波掩蔽観測[3]とも整合的な結果が得られた.

また,熱潮汐波のみならず,東西平均場も全球的に 修正された(図2).1日に1度程度の雲層上端高度の風 速場(南半球の昼面)のみの同化であっても,熱潮汐波 の構造の改善を通して,全球の大気大循環を変化させ うる大きなインパクトを持つことがわかった.

#### 4. まとめ

LETKF を用いた金星大気データ同化システム VALEDASを開発し、熱潮汐波を含む金星AFESの予報 に、VMC 観測から導出された風速場を同化した.その 結果、あかつきの観測と整合的な熱潮汐波の位相の改 善を得た.また熱潮汐波の位相の改善によって、大気 大循環へ大きなインパクトがあることを確認した.今 後はあかつきの観測データを同化して、金星初の客観 解析データの作成を目指す.



- [1] Sugimoto, N. et al., 2017, Scientific Reports, 7, 9321.
- [2] Sugimoto, N. et al. 2019, Geophys. Res. Lett., 46, 4573–4580.
- [3] Ando, H. et al., 2018, J. Geophys. Res., 123, 2970–2980.

大気大循環モデルを用いた金星雲分布の再現

\*<u>安藤紘基</u>(京産大・理),高木征弘(京産大・理),杉本憲彦(慶應大・日吉物理), 佐川英夫(京産大・理),松田佳久(東京学芸大・自然科学系)

#### 1. 背景

金星は高度約45-70 km に存在する濃硫酸エアロゾル の雲によって全球を覆われている。Pioneer Venus で実 施されたプローブ観測により,低緯度の雲は3層構造 をなし,各層で雲の粒径や数密度が異なることがわか った。赤外観測で得られた輝度分布(下層大気からの 熱放射)には,高緯度で暗く中緯度で明るいという特 徴があり,雲は高緯度で厚く中緯度で薄いことが示唆 される。また,低緯度の輝度分布には東西波数1の構 造がみられ,大気波動の影響を受けている可能性があ る。金星雲に関する研究は少なくないが,こうした特 徴は再現されておらず,3次元的な雲分布の形成・変動 メカニズムは十分理解されていない。

本研究では、金星硫酸雲モデルを構築し、大気大循 環モデル AFES-Venus に導入することにより、雲分布の 形成・変動に対する大気循環の役割を明らかにしたい。

#### 2. モデルの設定

雲モデルの概略は以下の通りである。雲の材料物質 として水蒸気と硫酸蒸気のみを考える。高度 30 km 以 下の水蒸気混合比は 30 ppmv で固定した。硫酸蒸気は 昼面の高度 62 km 付近で一定の速さで生成され,高度 35 km 以下で消失する。雲粒は球形で濃度 85%の硫酸 液滴である。粒径は Mode 1 と Mode 2 のみを考え,そ れぞれ 0.5 μm と 1.0 μm に固定した。雲粒の沈降速度は ストークス速度で与えた。硫酸の雲は,水蒸気と硫酸 蒸気がともに飽和したときにのみ形成され,どちらか 一方または両方が未飽和のとき蒸発する。初期の水蒸 気混合比は高度 30 km より上で飽和混合比とし,硫酸 蒸気は全領域でゼロとした。

AFES-Venus の解像度を T42L120 (高度 0–120 km) と し, 観測に基づく 3 次元的な太陽加熱を高度 0–90 km の範囲で与えた。赤外放射はニュートン冷却によって 簡略化した。初期条件は理想化したスーパーローテー ション状態である。雲分布は 40 地球年で準定常状態に 達し,本研究では最後の1 地球年を主に解析した。

3. 結果

3.1. 緯度-高度分布

図1は東西・時間平均した,雲密度(雲混合比と大 気密度の積で単位は kg/m<sup>3</sup>),水蒸気混合比,硫酸蒸気 混合比の緯度-高度分布である。雲密度は緯度 70°より 高緯度側の高度 43–53 km で極大となる。低緯度の雲密 度はそれなりに大きく,高度 47 km に極大がある。そ の結果,雲密度は中緯度で極小となる。水蒸気混合比 は高度 50 km より上で緯度とともに増大する傾向がみ られる。硫酸蒸気混合比は高緯度の高度 43 km 付近に 極大がある。これは、高緯度の雲密度が大きく,雲が 下層に沈降して蒸発するためである。



図1:東西・時間平均した (a) 雲密度, (b) 水蒸気混合比, (c) 硫酸蒸気混合比の緯度-高度分布。データはそれぞれ2金星日 (234 地球日) で時間平均した。

#### 3.2. 雲の水平分布

図2は、40地球年目における雲量(雲密度を鉛直積 分したもの)の分布である。緯度60°より高緯度側で雲 量が最大となり、中緯度(40°-60°)で最小となる。ま た低緯度には東西波数1や2の構造がみられる。これ らの特徴はこれまでの赤外観測と整合的である。低緯 度の雲分布に対しては、大気波動(ケルビン波、ロス ビー波、熱潮汐波など)が影響を与えている可能性が あり、今後詳しく調査する予定である。



図 2:40 地球年目に得られた雲量分布。表示領域は東経 45° --225°に固定。

# 那覇で観測された対流圏オゾンの増大現象について \*山口小雪<sup>1</sup>林田佐智子<sup>1</sup>1.奈良女子大学

#### 1. はじめに

対流圏オゾンは大気汚染物質であると同時に、短寿 命気候汚染物質である。対流圏オゾンの起源は、元来、 成層圏から流入するものである[1]が、その他にも、人 為起源のオゾン前駆物質から光化学反応によっても生 成される[2]。東アジアにおける地表面付近のオゾンは、 近年、顕著に増加している[3]。アジア大陸から流出す るオゾンが太平洋を越え、北アメリカ西海岸の大気環 境に影響を与えている[4,5]。アジア大陸から太平洋へ の流出を観測しやすい位置にある那覇におけるオゾン ゾンデ観測は、このような過程を検出するのに有利で ある。

我々は、那覇において 2007 年4月に極めて顕著な高 濃度オゾンが観測され、それ以降も高濃度オゾンが頻 繁に観測されたことを発見した。この現象の原因を特 定することを目的として、1989 年9月から 2018 年1月 までの那覇におけるオゾンゾンデ観測データを詳細に 解析し、対流圏オゾンの増大現象が起こる月と高度を 調べた。

#### 2. 解析手法

気象庁オゾンゾンデ観測データの内、1989年9月か ら 2018年1月までを解析した。各高度で比較しやす いようにデータを 0.15km 毎にグリッド化した。[6]と 同様に Tukey の箱ひげ図の定義を用い、以下のように 定義した。 $Q_1$ :第一四分位値、Me:中央値、Mean:平均値、  $Q_3$ :第三四分位値、下限値 Lo= $Q_1$ -1.5×( $Q_3$ - $Q_1$ )、上限値 Up=  $Q_3$ +1.5×( $Q_3$ - $Q_1$ )、外れ値 Out:Lo 未満または Up を 超える値。

統計解析では第一圏界面高度以下のみを解析対象と した。また、成層圏からの流入の影響を除くため、統計 解析では第一圏界面高度が11km以下の22日分を除く 計1106日分の観測データを用いた。

#### 3. 結果

Tukey の箱ひげ図の定義を用い、29 年間の統計を高 度毎に解析した結果が図 1 である。対流圏全層に渡っ て外れ値が多数存在している。この外れ値は 4 月から 5 月の 5km 付近に多かった。また、高度 10km 以上の外 れ値は成層圏からの流入が影響していると考えること ができる。 図2は、4月と5月の高度3-9kmにおいて外れ値が 検出された日数を示す。2007年以降、ほぼ毎年のよう に外れ値が観測されていた。

#### 4. 考察

4 月から 5 月のオゾンの増大現象は中部対流圏に多 いことから、那覇の都市化によるオゾン前駆物質の増 加の可能性は低い。成層圏からの流入の影響について は、上述の通り、あらかじめ統計解析を行う前に除いて いる。また、[7]によって報告されているように、春の 高濃度は東南アジアのバイオマス燃焼によって発生し たオゾンが長距離輸送された可能性が示唆される。中 国からの流出についても検討すべきであろう。

#### 5. 参考文献

- [1] Holton, J. R. et al., 1995, Rev Geophys, 33, 403-439.
- [2] Monks, P. S. et al., 2009, Atmos. Environ. 43, 5268-5350.
- [3] Cooper, O. R., et al., 2014, Elem. Sci. Anthr. 2, 000029.
   [4] Ambrose, J. L. et al., 2011, Atmos. Environ. 45, 5302-5315.
- [5] Jaffe, D. et al., 2003, Atmos. Environ. 37, 391-404.
- [6] 黒川歌夕,林田佐智子,日本気象学会 2013 年度秋季大会予稿
- **4**, 386.
- [7] Liu, H., et al., 1999, Atmos. Environ. 33, 2403-2410.



図1 Tukey の箱ひげ図の定義を使用した高度0.15km 毎のオゾンの統計解析。高度3km毎に箱ひげ図を描 いた。その他の高度は実線で描いている。点線は平 均値。



色は月を示す。

# 東南アジアにおける下部対流圏春季のオゾン増大現象: 発生のメカニズムと3次元構造

\*荻野慎也 (JAMSTEC), 宮崎和幸 (JAMSTEC, NASA), 藤原正智(北海道大学), 野津雅人(首都大学東京), 塩谷雅人(京都大学), 長谷部文雄(北海道大学),
松本淳(JAMSTEC, 首都大学東京), Jacquelyn Witte (NASA), Anne Thompson (NASA),

Nguyen Hoang Anh (ベトナム気象水文局), Nguyen Vinh Thu (ベトナム気象水文局)

1. はじめに ベトナム・ハノイにおいて 2004 年より継 続的に実施しているオゾンゾンデ観測より、雨季直前 の3月の高度 3km 付近にオゾンの増大する層が現れる ことが見出された(Ogino et al., 2013, JGR)。流跡線解析 や気象場の解析から、このオゾン増大はハノイより西 方の領域における大気汚染を起源とすることが示唆さ れる。このオゾン増大の分布実態と発生原因を化学輸 送モデル実験により調べたので報告する。

2. モデル実験 化学輸送モデル CHASER を用いて、 インド亜大陸、インドシナ半島北西部、中国南部の3 領域(図1)におけるオゾン前駆物質の排出を抑制した 実験を行った。これにより、どの領域を起源とするオ ゾンがハノイのオゾン増大に寄与しているかを特定す るととともに、増大現象の水平および鉛直構造を記述 した。各実験においては2月1日に排出抑制をスター トさせる計算を、2005年から2014年の10年間実施し た。計算結果の内、増大の顕著な3月1日から20日 までのデータを10年分平均した結果を以下に示す。

3. オゾン増大の起源 3 月のオゾン濃度が極大となる ハノイ上空 700hPa においては、インドシナ半島北西 部からの排出を抑制した場合にオゾン濃度の減少が大 きかった。つまり、オゾン増大に最も寄与しているの はインドシナ半島北西部からのオゾン前駆物質の排出 である(図 2)。一酸化炭素の分布等を合わせて考察す ると、この季節のこの地域で活発となるバイオマス燃 焼が排出源として寄与しているものと考えられる。

4. オゾン増大の水平鉛直構造 インドシナ半島北西部 を起源とするオゾンの増大は、ハノイでオゾン濃度が 極大となる 700hPa の高度域において、ハノイ付近を 中心とする 20 度×20 度程度の水平スケールを持つ領 域に広がっていた(図 1)。また、鉛直方向には、イン ドシナ北西部から南シナ海へ向けて傾いた構造を持っ ていた。これはインドシナ半島内陸部に卓越する対流 混合層で高度 4~5km 付近にまでかき混ぜられた汚染 大気が西風により東方へ流されることと、地表面付近 では東風コールドサージに伴い海洋からの清浄な空気 が移流されてくるためである。ハノイ上空の3km付 近にオゾン極大が地面から離れて現れるのは、このよ うな鉛直構造が原因であることがわかる。

より広域のオゾン分布を見ると、汚染大気は太平洋 を横断する形でさらに東方および上層へ輸送されてい た。北米大陸西海岸にまで達する場合もある。本研究は、 このような広域の大気汚染物質輸送の起源付近の詳細 構造を明らかにしたものである。



図1インドシナ半島北西部からのオゾン前駆物質により生成されたオゾン(コントロール実験結果から、当該領域からの排出抑制実験の結果を引いたもの)の700 hPaにおける水平分布。四角で囲った領域は、感度実験においてオゾン前駆物質の排出を抑制した3つの領域。 西から、インド亜大陸、インドシナ半島北西部、中国南部。×はハノイの位置。



図2 ハノイ上空におけるオゾン量に対する、各排出削 減領域から生成されたオゾンの寄与率。(青)インド亜 大陸、(緑)インドシナ半島北西部、(赤)中国南部。

# 陸別・昭和基地・つくばにおける CFCs/HCFCs の長期変動 \*中島英彰<sup>1),2)</sup>, 武田真憲<sup>2)</sup>, 村田功<sup>2)</sup>, 長濱智生<sup>3)</sup>, 森野勇<sup>1)</sup>, 木名瀬健<sup>4)</sup> 1) 国立環境研, 2)東北大院環境, 3)名古屋大学 ISEE, 4)気象研

#### 1. はじめに

1980年代半ばの南極オゾンホールの発見に引き続き、 人為起源のフロンがオゾン層を破壊するメカニズムが 解明され、特定フロンの生産と消費を規制するモント リオール議定書が締結され、CFC, HCFC の削減スケジ ュールが制定された。それによると、CFC は 2010 年に 発展途上国も含めて生産全廃。現在は HCFC の削減途 中であり、先進国では2020年に生産全廃、途上国でも 2030年には生産が廃止される。しかし、途上国での現 在の主要冷媒はHCFC-22 であり、いまだ大量生産が続 いているため、その大気中濃度は増加の一途をたどっ ている。これら CFCs/HCFCs 濃度の世界各地における 長期モニタリングの一手法として、我々は北海道陸別 (43.5°N, 143.8°E)、南極昭和基地(69.0°S, 39.6°E)、お よびつくば (36.1°N, 140.1℃) における地上フーリエ変 換赤外分光器(FTIR)による太陽赤外分光スペクトル から、各種 CFCs と HCFCs の解析を試みた。

#### 2. 解析手法

北海道陸別においては 1995 年から 2010 年まで断続 的に FTIR 分光観測を行ってきている。また、南極昭和 基地においては、2007, 2011, 2016年の3年間、FTIR観 測を実施した。また、つくばではこれまでの CO2, CH4 等温室効果ガス観測を目的とした TCCON モードでの 観測に加え、フロン類の解析が可能な NDACC モード での観測を2018年6月から開始している。さらに、陸 別でも 2019 年以降、新たな FTIR による同様の観測を 介している。今回の解析では、これらの観測スペクト ルのうち、NDACC Filter #6 領域の観測スペクトルを解 析に用いた。解析に用いたプログラムは、NCAR で開 発されたロジャース法を用いた sfit4 である。Line parameter には、HITRAN2008 と、NASA/JPL の Geoff Toon による Pseudo Line List [1]を用いた。今回解析を行 ったのは、CFC-11 (830-860), CFC-12 (1160.2-1161.4), HCFC-22 (828.6-831), HCFC-142b (1191.7-1195.2), およ びHFC-23 (1138.5-1148, 1154-1160)の5つのガス種であ る。なお、カッコ内に示してあるのは、それぞれの解 析に用いた波数範囲(cm<sup>-1</sup>)である。なお、HFC-23の解 析には、2つの波数範囲を併せて解いている。

#### 3. 結果

図1~5に、今回の解析で得られた 1995 年以降の CFC-11, CFC-12, HCFC-22, HCFC-142b, 及び HFC-23 の 経年変化を示す。緑、青、赤の点が、それぞれ陸別、 昭和基地、つくばにおける FTIR による観測結果を示す。 図には黒と灰色で、アラスカ Barrow および南極点基地 における NOAA の地上サンプリングによる測定結果を 併せて示してある。それぞれのガス種に特有な年変動 や経年変化の様子を見て取ることができる。年変動の 原因や、対流圏と成層圏に分けて解析したカラム量変 動の様子についても報告する予定である。



図1 CFC-11 気柱全量の経年変化



図2 CFC-12 気柱全量の経年変化



図3 HCFC-22 気柱全量の経年変化



図4 HCFC-142b 気柱全量の経年変化





[1] <u>https://mark4sun.jpl.nasa.gov/pseudo.html/</u> (2019/7 閲覧)

2011-2019年における春季の越境汚染に対する日本の

エアロゾル光学的厚さの応答に関する観測的研究

\*蔡穎(千葉大学),入江 仁士(千葉大学),山口 航大(千葉大学)

#### 1. はじめに

東アジア地域は化石燃料の燃焼などによる大気汚 染の重要な発生源である。東アジアの風下に位置す る日本では、中国などからの越境大気汚染の影響が 問題となっている。鵜野伊津志[1]らは「(中国の排出 減少率が継続すると)PM2.5 高濃度越境問題は急速 に改善に向かうと考えられる」と述べたが、今年の 5月末には、長崎・福江島で8年ぶりに光化学オキ シダント注意報が発令された。このように、近年、 中国の大気環境が急激に変動している中で、日本の 大気環境は越境汚染に対して、どのように応答して いるのかを理解することは重要である。

#### 2. 方法

本研究では、まず千葉大学 (35.6°N, 140.1°E, 60m) 福江島 (32.7°N, 128.6°E, 50m)、春日 (33.5°N, 130.4°E, 55m)、佐賀 (33.2°N, 130.2°E, 21m) に設置されたス カイラジオメータのエアロゾル光学的厚さ (AOD) データ (500nm)を解析した。また、NASA の地球観 測衛星 Terra/Aqua に搭載される MODIS (中分解能撮 像分光放射計)の AOD データ (550nm)を用いて、ス カイラジオメータで得られた結果との対応を調べた。

#### 3. 結果、考察

図1が示すように、2011-2019年の春季における千 葉と西日本3地点(福江、春日、佐賀)のAODの年 平均値を比較したところ、西日本では千葉ほどの明 瞭な年々の減少傾向は見られなかった。これは、年々 の越境汚染の影響の変動が大きい中、データ数が不 十分だったことが原因と考えられたので、西日本3 地点それぞれについて、2011-2014年と2016-2019 年の各4年間のスカイラジオメータのAODの平均値 を算出した。3地点とも2011-2014年に比べて、 2016-2019年のAODは明らかに減少した(図2a)。 このことを確認するために、MODISのAODデータを 解析した。スカイラジオメータの結果と同様に、千 葉と西日本でも減少傾向が確認された(図2b,2c,2d)。 また、日本近海では場所によっては増加傾向が見ら れた。これは、中国などからの発生源強度の変動で は説明できないので、年々の気象場の変動によると 考えられる。このことは、また、図1で示された西 日本のスカイラジオメータの AOD トレンドが不明 瞭だったことの要因であったと考えられる。



図1千葉(赤)、福江(青)、春日(緑)、佐賀(紫) の AOD 年平均値。



図 2 (a) スカイラジオメータによる 2011-2014 年 と 2016-2019 年の各 4 年間の春季における福江、春 日、佐賀の AOD の平均値。(b) 2011-2019 年の春季 における AOD の年増加量。(c) 2011-2014 年と(d) 2016-2019 年の春季における AOD の平均値。

参考文献:

[1] 鵜野ら、2017、大気環境学会誌、45、6

# 発生領域別複素屈折率データを用いたダスト放射強制力の見積もり

\* 竹村 俊彦(九州大学 応用力学研究所),村瀬 蓮一(九州大学 総合理工学府) Claudia Di Biagio(LISA, France)

#### 1. 背景

大気中の鉱物粒子(ダスト)は、太陽放射・地球 放射を散乱および吸収する。その光学特性は化学組 成に依存し、特に鉄の含有量が放射吸収の強度に影 響すると考えられている。地質は場所により異なる ため、本来は様々な光学特性を持ったダストが大気 中に存在している。しかし、これまでの気候モデル では、全球一様の波長依存のダストの複素屈折率を 利用して、大気放射過程に対する影響を考慮してき た。そこで本研究では、世界各地でサンプルしたダ ストを同一手法で解析することにより得られた最新 の複素屈折率のデータを使用して、発生領域ごとに 異なる光学特性を考慮した全球気候モデルによるシ ミュレーションを行い、エアロゾル・放射相互作用 の放射強制力を定量的に検証する。

#### 2. 実験概要

世界各地(北アフリカ・サヘル・中東・東アジア・ 北アメリカ・南アメリカ・アフリカ南部・オースト ラリア)でサンプルしたダストを実験室において複 数の測器で解析することにより導出された波長依存 の複素屈折率[1,2]を用いる。そのデータベースを全 球エアロゾル気候モデルMIROC-SPRINTARS[3,4] でのエアロゾル・放射相互作用の計算で利用できる ように整備した。以下の3つの複素屈折率データベー スを用いた実験を実施して比較を行った。

- 実験1:WMOデータ[5]を基準としてダストの複
   素屈折率の虚部の数値を4分の1 (SPRINTARSの デフォルト)
- 実験2:WMOデータ[5]のまま
- 実験3:新データ[1,2]

大気モデルの水平分解能はT85(約1.4°)、鉛直40 層である。

#### 3. 結果

図は、実験1, 2, 3それぞれのエアロゾル・放射相 互作用による大気上端での年平均ダスト放射強制力 の計算結果である。ダストの複素屈折率の違いのみ を検証するために、晴天大気を仮定した場合の結果 を示している。また、表には、それらの全球平均値 を示す。WMO[5]データ適用の場合(実験1)はダ スト濃度が高く地表アルベドが大きい乾燥域で正の 放射強制力である一方、WMOデータ[5]の複素屈折 率虚部を小さくした場合(実験2)と新データ[1,2] の場合(実験3)は、全球的に負の放射強制力とな り、空間パターンも近い。しかし、新データの場合 は、これまでのデフォルトよりも短波の負の強制力、 長波の正の強制力ともに大きく、波長ごとの散乱・ 吸収の強さは異なることがわかる。

#### 謝辞

国立環境研究所スーパーコンピュータシステムを利 用して計算を行っています。本研究の内容はJSPS科 研費19H05669の支援を受けています。

#### 参考文献

- [1] Di Biagio et al., 2017: doi:10.5194/acp-17-1901-2017.
- [2] Di Biagio et al., 2019: doi:10.5194/acp-2019-145.
- [3] Takemura et al., 2005: doi:10.1029/2004JD005029.
- [4] Takemura et al., 2009: doi:10.5194/acp-9-3061-2009.
- [5] WMO, 1983: WCP-55.

表 晴天大気でのエアロゾル・放射相互作用による 大気上端での全球・年平均ダスト放射強制力

	短波	長波	短波+ <b>長</b> 波
実験1	-0.61	+0.06	-0.55
実験2	-0.29	+0.11	-0.18
実験3	-0.70	+0.12	-0.58



図 晴天大気でのエアロゾル・放射相互作用による大気上端での太陽放射・地球放射合計の年平均ダスト 放射強制力の分布 (左)実験1 (中)実験2 (右)実験3

# Development of size-resolving aerosol microphysics scheme for use in NICAM-SPRINTARS

ChiuTung Cheng\* and Kentaroh Suzuki (AORI, The University of Tokyo)

#### 1. Introduction

Global cloud-resolving models (GCRMs), such as NICAM [1], enables more realistic simulations of aerosol transport as well as vertical air velocities, a key parameter in determining the activation of cloud droplets by aerosols. However, another crucial parameter, the size distribution of aerosols, is yet to be resolved in any of the GCRMs to date. To simulate the evolutions of aerosol size distributions and their contributions to the aerosol-radiation and aerosol-cloud interactions, we develop a size-resolving scheme as an extension from the original NICAM-SPRINTARS [2].

#### 2. Model development

A flexible bin-type size representation is introduced for the major atmospheric aerosol species considered in SPRINTARS [3]. Each size bin is characterized with size-dependent properties such as terminal velocity, CCN ability and optical parameters, and evolves as an independent tracer. For sulfate aerosols, aerosol dynamic processes (nucleation, new particle formation, condensation and coagulation processes) are represented with explicit size-dependency of the processes.

#### 3. Early results and validation

Here we present the early results from the ongoing model development, including its validation by comparing to ground-based observations from AERONET [4] and satellite observations from MODIS [5]. While aerosol models are typically validated using observed aerosol optical depths and Ångström exponents, the knowledge of size distributions provided by the size-resolved model also allows direct comparisons with the observed size distribution from ground-based measurements. For example, in Figure 1, the annually averaged size distribution at Solar Village, one of the AERONET sites, is fairly reproduced by the size-resolving model, and insight into different underlying compositions by different aerosol species can also be inferred.

In comparison with the original version, the size-resolving model produces contrasting spatial

distribution, optical depths and mass budgets due to explicit representations of size dependency of optical properties and physical process rates. Figure 2 indicates a more distant transport of sulfate aerosols owing to the size-resolved characteristics. These results suggest that size-resolving microphysics will lead to different estimates of aerosol forcing, and should be considered in global models in order to reduce the uncertainties of aerosol radiative forcing.



Fig. 1. Average size distribution by (a) AERONET and (b) size-resolving model in 2006 at Solar Village



Fig. 2. Annual sulfate mass concentration ( $\mu$ g) in 2006 at East Asia simulated by (a) original SPRINTARS model and (b) size-resolved model

#### References

[1] Satoh, M., et al., 2014, *Progress in Earth and Planetary Science*, 1(1), 18.

[2] Suzuki, K., et al., 2008, *Geophysical research letters*, 35(19).

[3] Takemura, T., et al., 2000, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D14), 17853-17873.

[4] Holben, B. N., et al., 1998, *Remote sensing of environment*, 66(1), 1-16.

[5] Platnick, S., et al., 2015, NASA MODIS Adaptive Processing System, Goddard Space Flight Center, http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD08\_M3.006, http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MYD08\_M3.006

# 全球高解像度エアロゾルシミュレーションを対象とした モデル解像度の影響評価

\*五藤大輔(国立環境研究所)

#### 1. はじめに

数値モデルの解像度依存性に関する研究はこれまで 数多くなされており、物質輸送の観点からもいくつか の先行研究がある [1,2,3]。特に短寿命大気汚染物質の 濃度場はモデル解像度に大きく影響されることがわか っている。さらに、スーパーコンピュータの発展によ って、注目するモデル解像度が細かくなっており、全 球 10km 以下の解像度でのモデル結果を含めた、解像度 依存性の議論が行われるようになってきた。これらの 結果から、高解像度で計算するほど短寿命大気汚染物 質の結果は良くなるといった傾向を示され、今後ます ます高解像度で計算する必要性を示している。しかし、 これまでのモデル解像度依存性に関する研究では、高 解像度計算はその積分期間が比較的短く、また比較す る解像度が大きく異なることが多かった。そこで本研 究では、非静力学正 20 面体格子大気モデル NICAM [4,5] によるエアロゾルシミュレーションを全球 14km 解像度で3年間実行し、モデル解像度依存性を議論す るために 56km 解像度での計算も3年間行なった。これ により、高解像度間で長期間のエアロゾルシミュレー ションの比較を行うことができる。

#### 2. 実験設定

用いたモデルは、NICAM [4,5] が母体で、エアロゾ ルの取り扱いは SPRINTARS [6,7]をベースとしている。 本実験の設定で重要な点は、2 つの異なるモデル解像度 (14km と 56km) において、用いた物理過程は全く同 ーのものを用いたことであり、雲解像モデルで利用す る 1-moment の雲微物理スキーム (NSW6) [8] を用い、 タイムステップは 1 分とした。なお、積分期間、エア ロゾル関係の排出量インベントリを含む境界データ、 等の実験条件は、日本気象学会 2018 年度秋季大会での 発表と同様である。また、14km 解像度モデルは高解像 度モデル(HRM: High-Resolution Model) と呼び、56km 解像度モデルは高解像度の部類に属するものであるが 本研究では低解像度モデル (LRM: Low-Resolution Model) と呼ぶ。

#### 3. 結果

エアロゾルの地表面濃度やエアロゾル鉛直積算量を 示す光学的厚さを、利用可能な観測データと比較した ところ、年平均値での比較においては、HRM と LRM との差は10%以内であった。しかし、僅かではあるが、 HRM の方が LRM よりも観測に近くなったことが確か められた。また、エアロゾル存在量を決定しうる雲に 関係する物理量の比較も行なったところ、HRM と LRM は年平均値でみると 10%以内の差であることが確かめ られた。

しかし、エアロゾルの成分毎の濃度や、エアロゾル 高濃度での場所での結果に注目すると、HRM と LRM は 10%以上の差が生じていることもわかった。例えば、 疎水性ブラックカーボンや硫酸塩エアロゾルは、全球 年平均値であっても、HRM と LRM との間には最大 30%程度の差が見られた。また、エアロゾルが高濃度 である中国の都市部で比較すると、HRM と LRM とで は、月平均値で最大 20%程度の濃度差が見られ、HRM がより観測に近かった。

モデル結果の観点では、HRM は確かに LRM よりも 観測に近い値を計算することができたが、全球年平均 値でみると、その差は 10%程度であった。一方で、計 算コストの観点では、HRM は LRM の 10 倍程度の計算 時間が必要であった。このことから、LRM である程度 のモデルチューニングを行なった後、同じ係数を HRM に適用して、より高解像度計算することが、より効率 的に計算する方法であることも示唆された。

- [1] Ma, P. -L., et al., 2014, Geosci. Model Dev., 7, 755-778.
- [2] Sato, Y., et al., 2016, Sci. Rep., 6, 26561.
- [3] Sekiya, T., et al., 2018, Geosci. Model Dev., 11, 959-988
- [4] Tomita and Satoh (2004), Fluid. Dyn. Res., 34, 357-400.
- [5] Satoh et al. (2008), J. Comput. Phys., 227, 3486-3514.
- [6] Takemura et al. (2005), J. Geophy. Res., 110, D02202
- [7] Goto et al. (2015), Geosci. Model Dev., **8**, 235-259.
- [8] Tomita (2008), J. Met. Soc. Jpn., 86A, 121-142.

# 化学輸送モデルと地上・船舶観測を用いた黒色炭素(BC)エアロゾル濃度の 季節変化、及び北極域への輸送の解析

山下陽介<sup>1</sup>, 滝川雅之<sup>1</sup>, 五藤大輔<sup>2</sup>, 八代尚<sup>2</sup>, 佐藤正樹<sup>3,1</sup>, 金谷有剛<sup>1</sup>, 竹谷文一<sup>1</sup>, 宮川拓真<sup>1</sup>, 加藤咲<sup>4,1</sup>, 小林秀樹<sup>1</sup>, 近藤豊<sup>5</sup>, Yongwon Kim<sup>6</sup>

(1. JAMSTEC, 2. 国立環境研究所, 3. 東大 AORI, 4. 福岡大, 5. 極地研, 6. IARC/UAF) 1. はじめに えばGoto et al. 2011)を用いた.水平解像度は約

人間活動が活発ではない北極域・海洋上では、人為起 源・森林火災起源のエアロゾルが僅かでも流入すると、 エアロゾルの直接・間接効果により、放射・雲・降水に 大きな変調をもたらしうる(例えば Myhre et al. 2007; Lubin and Vogelmann 2006)。特に黒色炭素(Black carbon:BC) エアロゾルは太陽放射を効率的に吸収する 特性があり、極域等の雪氷・海氷のアルベドを変え気候 へも影響しうるため(Quinn et al. 2008)、こうした領 域への BC 輸送を調べることは重要である。しかし、北 極域・海洋上での観測は限られているため、極域への輸 送を推定するためには、観測と輸送モデルによるシミュ レーションを組み合わせ全球的に長期間のデータを得る ことが有用と考えられる。

海洋研究開発機構(JAMSTEC)所有の研究船「みら い」では、毎年夏季から秋季にかけて北極航海を行い航 路上で BC 濃度を測定している.また、人為起源の汚染 源に近い長崎県の福江島と汚染源から離れたアラスカの Poker Flat Research Range において BC 濃度の連続観 測が行われている.山下他(2018)では、2016 年9月 のシベリア森林火災時の BC 輸送について報告した.そ のモデルでは、森林火災イベントによる BC の北極域へ の輸送が、これまで全球モデルで行われてきた輸送の解 析(例えば Ikeda et al. 2017)で用いられてきた水平低 解像度(約 220 km)と水平中解像度(約 56 km)では 大きく異なっており(Yamashita, et al. 2019, in prep), 水平解像度の違いが BC 輸送の季節性等にも影響してい る可能性がある。

そこで本研究では、輸送モデルによるシミュレーショ ンを数年間継続して行い、得られた BC 濃度等を観測と 比較して、季節変化や汚染源に近い場所(福江島)と遠 い場所(アラスカ)の再現性の違いなどのモデル性能を 確かめ、さらに水平解像度を約56 km と約220 km に設 定した実験を行い極域への輸送の違いを比較する.

#### 2. 使用したデータ

福江島の観測点 (32.75N, 128.68E) では 2015 年 1 月 1 日から 2017 年 2 月 28 日まで,アラスカ・ポーカ ーフラットの観測点 (65.12N, 147.43W) では 2016 年 5 月 1 日から 2017 年 9 月 30 日までの BC データを 利用した.これらはBCモニター(model 3130, Kanomax, PM1 相当) で測定された (Kanaya et al. 2013, 2016; Miyakawa et al. 2017, 2019).また 2015~2017 年に 行われた「みらい」の北極航海時 (MR15-03, MR16-06, MR17-05C) に SP2 で測定された BC データ (Taketani et al. 2016; Miyakawa et al. 2016) も用いた.

本研究では化学輸送モデル NICAM-SPRINTARS (例

えば Goto et al. 2011)を用いた.水平解像度は約220 km と約56 km,鉛直78 層で対流圏下層の解像度は約100 ~200m,対流圏中層から圏界面付近は約400mである. 2015年1月1日から2017年12月31日までのハイン ドキャスト実験を行なった.

#### 3. 結果

NICAM-SPRINTARS の実験結果から、アジア域の汚 染源に近い福江島と離れたアラスカの観測点に近い場所 の BC データを取り出してプロットした. 福江島では観 測とおおよそ一致した BC 濃度を示し解像度による違い は小さい (図1左).また冬季に濃度が高く夏季に低いと いう季節変化も概ね再現されていた (図略).一方でアラ スカの観測点では、観測された BC 濃度を過小評価する 傾向にあり、水平 56 km よりも 220 km で過小評価が大 きい (図1右).なお夏季のアラスカの観測点では、近傍 の森林火災の BC を含みうる. 海洋上では、バックグラ ウンドの値は概ね船舶観測と一致する (図略).

極域における BC カラム量は,春季から夏季に高く秋 季には低くなっていた.春季にはアジア域から長距離輸 送される傾向にあり,夏季の高濃度は極域周辺の発生源 から流入する高濃度イベントに対応していた.春季の極 域 BC カラム量は,水平 56 km よりも 220 km の解像度 の方が小さく,汚染源から離れた場所で低解像度のモデ ルの過小評価が大きくなることと整合的であった.



図1 (左) 福江島と(右) アラスカ・ポーカーフラットの 観測点における BC 濃度 横軸が観測,縦軸が NICAM の結 果(黒色:56 km,青色:220 km).日平均データから作成. **4. まとめ** 

輸送モデルと観測を組み合わせて極域への BC 輸送を 評価し、水平解像度の違いも比較した. 極域における BC カラム量は、アジア域から長距離輸送される傾向にある 春季には水平低解像度のモデルで小さかった. 発表時に は解像度によって輸送の特徴が異なる理由についても議 論する予定である. 今後の極域における観測により、BC 流入量等の推定精度が向上することが期待される.

**謝辞**:本研究は文部科学省ポスト「京」重点課題4の下で実施 され,計算結果は「京」を利用して得られた(課題番号: hp160231, hp170232, hp180181, hp190151).またArCS, 環境省推進費(2-1505)の助成を受けた.

# 逆推計を用いた東アジアにおける BC 排出量推定

\*眞木貴史 (気象研), 田中泰宙 (気象研),大島長 (気象研),弓本桂也 (九州大学 応用力学研究所), 板橋秀一 (電力中央研究所), 黒川純一 (アジア大気汚染研究 センター),大原利眞 (国立環境研究所)

#### 1. はじめに

ブラックカーボン (BC) は大気放射収支に影響を与 えると共に,社会や人間の健康等にも影響を与える. 東アジアにおける BC 排出量の時間変動はまだ十分に 理解されているとはいえない.統計的な手法を用いた 排出インベントリは迅速な報告が難しいなどの問題点 がある.今回は地上,衛星等の観測データと全球エア ロゾル輸送モデルを用いて東アジアにおける BC 排出 量の推定を試みた.

#### 2. 解析手法

BC 排出量推定手法は二酸化炭素や黄砂等で定評の あるベイズ統合逆推計([1])を用いた.輸送モデルに は気象研究所が開発した全球エアロゾル輸送モデル

(MASINGAR mk-2, [2])を利用した.水平解像度は TL159(約120km)である.MASINGAR mk-2はBC等 のエアロゾルに関して外部混合を仮定している.BC排 出量の先験情報としてはREAS Ver.2.1([3])を用いた. 解析領域としては東アジアに関して中国を省,自治州 等の33領域,日本,韓国を1つの領域として取り扱っ た.解析期間は2011~2014年の月毎のBC排出量であ る.この各領域からBCをタグ付きトレーサーとして MASINGAR mk-2を用いて輸送させた.観測データは 地上観測に関しては連続観測システム(COSMOS)に よる5地点(辺戸,福江,八方,越前,Lulin)を,衛 星観測データに関しては米国航空宇宙局(NASA)の地 球観測衛星(AURA)に搭載されたオゾン観測装置 (OMI)が観測した光吸収性光学的厚さ(AAOD)に おいて,BCと判断されたデータのうち最高品質のみを

月平均して用いた.また,衛星観測データのバイアス を取り除くため,モデル格子点単位で月平均した AAODとMASINGAR mk-2の差を補正して逆推計に入 力した.

#### 3. 解析結果

辺戸における MASINGAR mk-2 と地上観測データの 比較結果を第1図に示す. 2011年以降に関しては 2010 年における REAS の BC 排出量データを繰り返し用い



第1図:辺戸における COSMOS 観測デー タと MASINGAR mk−2 の月平均 BC 濃度. 黒色が観測値のメジアン,灰色が観測値 の平均を,赤色がモデルの平均を示す.

た. 2011 年以降に観測値とモデルとの差が大きくなる 傾向が見られるが、これは中国等における BC 排出量 の減少を示唆している. 第1表に逆推計による 2014 年 の中国等における地域別 BC 排出量の 2010 年に対する 変化率を示す. 各領域において 2014 年における BC 排 出量は 2010 年に対して減少しており、中国北部の減少 率が最も大きかった. 一方、日本や韓国等において BC 排出量の変化は小さかった. より詳細な解析を行うた めには地上観測データのみでは観測地点数が不十分で あり、衛星観測等の利用が必須であるが、バイアス等 の問題があるため品質管理手法の確立が重要である.

第1表: 2014年の中国等における地域別 BC 排出量の 2010年に対する変化率.

領域	中国北部	中国東北	中国西北	中国西南
2014/2010	-8.9%	-3. 2%	-1.7%	-1.0%
中国華中	中国華東	中国華南	日本	韓国
-2.9%	-5. 2%	-0.2%	-1.3%	-0.8%

#### 4. 謝辞

本研究は環境研究総合推進費(S-12)の支援を受け て行われた. COSMOS による BC 観測データは小池氏, 金谷氏から提供を受けた. OMI AAOD データは NASA のデータ情報サービスセンターよりダウンロードした.

- [1] Maki, et al., 2011, SOLA,7, 21-24.
- [2] Tanaka and Chiba, 2005, JMSJ, 255-278.
- [3] Kurokawa et al, 2013, ACP, 13, 11019-11058.

気象庁観測プラットフォームを用いた大気中酸素濃度の長期・広域観測 \*石戸谷重之<sup>1</sup>、坪井一寛<sup>2</sup>、丹羽洋介<sup>3</sup>、松枝秀和<sup>2</sup>、村山昌平<sup>1</sup>、青木伸行<sup>1</sup>、近藤裕昭<sup>1</sup>、石島健太郎<sup>2</sup>、 古積健太郎<sup>4</sup>、梅澤研太<sup>4</sup>、赤松澪<sup>4</sup>、雪田一弥<sup>4</sup>、西田重晴<sup>4</sup>、佐藤祥平<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>国立環境研究所、<sup>4</sup>気象庁地球環境・海洋部

#### 1. はじめに

酸素(0<sub>2</sub>)と二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)は化石燃料消費や陸 上生物活動により表裏の関係で交換されるが、海洋に は CO<sub>2</sub>が弱酸として大量に溶け込むのに対して中性の O<sub>2</sub>は比較的速やかに大気海洋間で交換される。そのた め両者の濃度を組み合わせた解析から、陸上生物圏と 海洋による CO<sub>2</sub>の正味吸収量等の炭素循環に係る情報 が得られる。本研究では気象庁の南鳥島および綾里の 両観測所での連続観測と、神奈川県-南鳥島間上空の自 由対流圏において C-130H 輸送機上で採取した大気試 料(気象庁・防衛省の共同研究)の分析から、大気中 O<sub>2</sub> 濃度と CO<sub>2</sub>濃度の長期・広域観測を展開しており、本発 表では現在までに得られた観測結果を報告する。

#### <u>2. 観測</u>

南鳥島気象観測所(24.28°N, 153.98°E)において 2015年12月、綾里観測所(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 赤外分析計を用いて大気中 02 濃度(δ(02/N2)\*)と CO2 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分および30分移動平均値の標準偏 差がδ(0<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>)で約±5 per meg および±2.5 per meg、 CO2濃度では±0.06 および±0.04 ppm である (Ishidova et al., 2017)。神奈川県厚木基地から南鳥島までの月 1回の C-130H 輸送機のフライトにおいて、水平飛行中 と降下中の大気を合計 24 本の金属フラスコに採取し た。採取した大気試料のδ(0<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>)、アルゴン(Ar) 濃度 (δ(Ar/N<sub>2</sub>))、N<sub>2</sub>・0<sub>2</sub>・Arの安定同位体比およびCO<sub>2</sub>濃度 を質量分析計 (Ishidoya and Murayama, 2014) により 測定し、δ(Ar/N<sub>2</sub>)を用いて航空機の空気採取経路に起 因した成分分別を評価し補正することで、自由対流圏 大気中 $\delta(0_2/N_2)$ の変動を復元し、約±4 per meg の高精 度で観測した(Ishidoya et al., 2014)。

\* $\delta(0_2/N_2) = [(0_2/N_2)_{sa}/(0_2/N_2)_{st}-1]x10^6$  (per meg)、sa および st は測定試料と標準試料を示す。1 mol の空気 から、1  $\mu$  mol の  $0_2$ 分子が増減する際に $\delta(0_2/N_2)$ が4.8 per meg 増減する。

#### <u>3. 結果と考察</u>

南鳥島および綾里の地表観測、および C-130H 輸送機 による高度約 6km の自由対流圏観測で現在までに得ら れた大気中 $\delta(0_2/N_2)$ と CO<sub>2</sub> 濃度の変動を図 1 に示す。  $\delta(0_2/N_2)$ および CO<sub>2</sub> 濃度は逆位相の明瞭な季節変動を示 しながら、それぞれ経年的な減少および増加傾向を示 した。また南鳥島と綾里の連続観測から、 $\delta(0_2/N_2)$ と CO<sub>2</sub> 濃度が逆位相の関係にある明瞭な日日変動も観測され た。6km 高度の自由対流圏での経年変動と化石燃料消費 統計等を用いて推定した、2012-2018 年の期間の陸上生 物圏と海洋による CO<sub>2</sub>吸収量はそれぞれ 1.5 および 3.1 PgCyr<sup>-1</sup> であり、誤差を考慮すると Global Carbon Project による報告値とほぼ整合的な結果であった。

自由対流圏において、 $\delta(0_2/N_2)$ と  $CO_2$  濃度から計算される陸上生物活動に対する保存量である大気ポテンシャル酸素 (APO =  $0_2$ +1.1xC<sub>2</sub>)の季節変動が、 $CO_2$ 濃度の場合と比較して、低緯度に向かって急激に減衰する現

象が観測された。この現象は、主に海洋フラックスに より変動する APO は南北半球で振幅が同等かつ逆位相 の季節変動を示すため、低緯度域上空では南北間大気 混合で変動が相殺されて減衰するのに対して、陸域に 主な起源を有し北半球で卓越する CO<sub>2</sub>季節変動には APO のような減衰が生じないことによる。従って低緯度上 空の APO は、半球間大気交換についての高感度の指標 となることが示唆される。

短周期変動については、南鳥島では全球大気輸送モデ ル(Niwa et al., 2017)が CO<sub>2</sub>濃度をよく再現する一 方で APO 変動を過小評価しており、大気海洋間 O<sub>2</sub>フラ ックスにはモデルに用いた月毎の気候値では再現でき ない短周期の変動が存在することが示唆される。綾里 では、同モデルは CO<sub>2</sub>や APO について数日以上継続する 顕著な短周期イベントを比較的よく再現する。しかし ながら観測値の日内変動に頻繁に見られる、過去に報 告例のない低-O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>交換比(1未満)の高 CO<sub>2</sub>イベント は再現できず、高解像度の局所輸送モデル(Kondo et al., 2001)でもこの現象は再現できていない。以上に より本研究の広域観測から、全球 CO<sub>2</sub>循環、半球間大気 輸送、および局所的な海洋・陸域フラックスに関する 有用な束縛条件が得られることが分かる。

<u>謝辞</u>:本研究は環境省地球環境保全等試験研究費、JSPS 科研費 JP19H01975、JP15H02814 等により実施された。 観測にご協力頂いた気象庁と防衛省の皆様に御礼申し 上げます。



図1:南鳥島と綾里の地表および高度約6kmの自由対流圏にお ける各緯度帯で得られた大気中 $\delta(0_2/N_2)$ と $CO_2$ 濃度の変動。南 鳥島と綾里は連続観測の24時間平均値を示す。2015年11月 以前の南鳥島の結果は現地でガラスフラスコに採取した試料 の分析結果である。 $\delta(0_2/N_2)$ ( $CO_2$ 濃度)は南鳥島(綾里)の観 測結果から高(低)緯度側の各観測結果に向い150 per meg (30 ppm)ずつ縦軸原点をシフトさせて図示した。

### 2019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 仲江川敏之

	111	1-1-11	171	14		→b
副安貝長	平松	16昭	<b>」</b>	俊彦	'''''''''''''''''''''''''''''''''''''''	武

	委員	青柳	曉典	石戸谷	全重之	〇石元	裕史	○伊藤	純至	
	(	○上清	直隆	○宇野	史睦	太田洋	羊一郎	小山	亮	
		日下	博幸	楠	研一	○工藤	玲	澤田	洋平	
	(	∋嶋田	宇大	清水	厚	竹見	哲也	出牛	真	
		那須野	野智江	西森	基貴	○橋本	明弘	○林	昌宏	
		平原	翔二	○廣川	康隆	藤部	文昭	○益子	渉	
		松山	洋	三好	建正	茂木	耕作	安成	哲平	
		横田	祥				(〇印:	委員会事	事務局)	
<b>.</b> ,			1							

事務補佐 江口 恵美

[大会実行委員会]

大会実行委員長 倉内 利浩

事務局長	糸長ろ	圣志夫				
事務局	宮田	和孝	横山	辰夫		
実行委員	廣岡	俊彦	川村	隆一	三好	勉信
	望月	崇	中島	健介	川野	哲也
	弓本	桂也	江口	菜穂	山本	勝
	岩山	隆寛	林	政彦	西	憲敬
	乙部	直人	栗原✌	うぐみ	尾崎	友亮
	松本	積	村井	健治	村方	栄真
	菅原	道智	山口	文彬		

編集兼発行者	2019年9月30日 発行 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 東京都文京区関ロ1-34-9アネックス早稲田1F